

MINISTÉRIO DE MINAS E ENERGIA
SECRETARIA DE GEOLOGIA, MINERAÇÃO E TRANSFORMAÇÃO MINERAL
SERVIÇO GEOLÓGICO DO BRASIL – CPRM
DIRETORIA DE GEOLOGIA E RECURSOS MINERAIS
DEPARTAMENTO DE GEOLOGIA
SUPERINTENDÊNCIA REGIONAL DE BELO HORIZONTE

Programa Geologia do Brasil

GEOLOGIA E RECURSOS MINERAIS DA FOLHA CARANGOLA* SF.23-X-B-VI

Escala 1:100.000
ESTADO DE MINAS GERAIS

***Parceria com**



Contrato Nº 106/PR/2006



BELO HORIZONTE
2012

CPRM - SUPERINTENDÊNCIA REGIONAL DE BELO HORIZONTE
AV. BRASIL 1731 – BAIRRO FUNCIONÁRIOS
BELO HORIZONTE – MG – 30140-002
Fax: (31) 3878-0383
Tel: (31) 3878-0307
[HTTP://WWW.CPRM.GOV.BR](http://www.cprm.gov.br)
BIBLIOTECABH@CPRM.GOV.BR

Novo, Tiago Amâncio... [et al.]

Geologia e recursos minerais da folha Carangola SF.23-X-B-VI, estado de Minas Gerais, escala 1:100.000 / Tiago Amâncio Novo... [et al.]; organizador Luiz Carlos da Silva. – Belo Horizonte : CPRM, 2012.

72 p. : il. ; Mapa Geológico, escala 1:100.000 (série Geologia do Brasil), versão digital em CD-ROM, textos e mapas.

Programa Geologia do Brasil. Contrato CPRM-UFMG 106/PR/06.
Trabalho desenvolvido em Sistema de Informação Geográfica – SIG utilizando o GEOBANK – banco de dados geoespacial da CPRM na Internet.
ISBN 978-85-7499-115-3

1. Geologia regional – Brasil – Minas Gerais. 2. Recursos Minerais – Brasil – Minas Gerais.
I. Novo, Tiago Amâncio... [et al.]. II. Silva, Luiz Carlos da (Org). III. Título.

CDD 558.151

MINISTÉRIO DE MINAS E ENERGIA
SECRETARIA DE GEOLOGIA, MINERAÇÃO E TRANSFORMAÇÃO MINERAL
SERVIÇO GEOLÓGICO DO BRASIL – CPRM
DIRETORIA DE GEOLOGIA E RECURSOS MINERAIS
DEPARTAMENTO DE GEOLOGIA
SUPERINTENDÊNCIA REGIONAL DE BELO HORIZONTE

Programa Geologia do Brasil

GEOLOGIA E RECURSOS MINERAIS DA FOLHA CARANGOLA

ESTADO DE MINAS GERAIS

Tiago Amâncio Novo – UFMG
Carlos Maurício Noce – UFMG
Célia Martins Figueiredo – UFMG
Antônio Carlos Pedrosa-Soares – UFMG



BELO HORIZONTE
2012

MINISTÉRIO DE MINAS E ENERGIA
SECRETARIA DE GEOLOGIA, MINERAÇÃO E TRANSFORMAÇÃO MINERAL
SERVIÇO GEOLÓGICO DO BRASIL – CPRM

DIRETORIA DE GEOLOGIA E RECURSOS MINERAIS

DEPARTAMENTO DE GEOLOGIA

SUPERINTENDÊNCIA REGIONAL DE BELO HORIZONTE

Programa Geologia do Brasil

GEOLOGIA E RECURSOS MINERAIS DA FOLHA CARANGOLA

MINISTÉRIO DE MINAS E ENERGIA

Edison Lobão

Ministro de Estado

SECRETARIA DE GEOLOGIA, MINERAÇÃO E TRANSFORMAÇÃO MINERAL

Claudio Scliar

Secretário

SERVIÇO GEOLÓGICO DO BRASIL – CPRM

Manoel Barretto da Rocha Neto

Diretor-Presidente

Roberto Ventura Santos

Diretor de Geologia e Recursos Minerais

Thales de Queiroz Sampaio

Diretor de Hidrologia e Gestão Territorial

Antônio Carlos Bacelar Nunes

Diretor de Relações Institucionais e Desenvolvimento

Eduardo Santa Helena

Diretor de Administração e Finanças

Reginaldo Alves dos Santos

Chefe do Departamento de Geologia

Edilton José dos Santos

Chefe de Divisão de Geologia Básica

João Henrique Gonçalves

Chefe de Divisão de Geoprocessamento

Paulo Roberto Macedo Bastos

Chefe da Divisão de Cartografia

Ernesto von Sperling

Chefe do Departamento de Relações Institucionais e Divulgação

José Márcio Henriques Soares

Chefe da Divisão de Marketing e Divulgação

SUPERINTENDÊNCIA REGIONAL DE BELO HORIZONTE

Marco Antônio Fonseca

Superintendente Regional

Márcio Antônio da Silva

Gerente de Geologia e Recursos Minerais

Márcio de Oliveira Cândido

Gerente de Hidrologia e Gestão Territorial

Marcelo de Araújo Vieira

Gerente de Relações Institucionais e Desenvolvimento

Lindinalva Felipe

Gerente de Administração e Finanças

UNIVERSIDADE FEDERAL DE MINAS GERAIS

Célio Campolina Diniz

Reitor

Tânia Mara Dussin

Diretora do Instituto de Geociências

MINISTÉRIO DE MINAS E ENERGIA
SECRETARIA DE GEOLOGIA, MINERAÇÃO E TRANSFORMAÇÃO MINERAL
SERVIÇO GEOLÓGICO DO BRASIL – CPRM

DIRETORIA DE GEOLOGIA E RECURSOS MINERAIS
DEPARTAMENTO DE GEOLOGIA
SUPERINTENDÊNCIA REGIONAL DE BELO HORIZONTE

CRÉDITOS DE AUTORIA DO RELATÓRIO

Tiago Amâncio Novo – UFMG
Carlos Maurício Noce – UFMG
Célia Martins Figueiredo – UFMG
Antônio Carlos Pedrosa-Soares – UFMG

APOIO TÉCNICO DA CPRM

Departamento de Geologia-DEGEO
Reginaldo Alves dos Santos
Inácio Medeiros Delgado
Divisão de Geologia Básica-DIGEOB
Edilton José dos Santos
Divisão de Geoprocessamento-DIGEOP
João Henrique Gonçalves
Responsável pelo Contrato 106/PR/2006
Luiz Carlos da Silva
Superintendência Regional de Belo Horizonte -
SUREG- BH
Marco Antônio Fonseca

Gerência de Geologia e Recursos Minerais –
GEREMI-BH
Márcio Antônio da Silva
Revisão preliminar do Texto
Valter Salino Vieira
Organização e editoração dos originais
Luiz Carlos da Silva
Preparo e controle da editoração final
Fernanda Merljak Pinto
Colaboração dos estagiários
Guilherme Cotta Gonçalves
Caroline Cibebe Vieira Soares

Editoração para publicação
UNIKA Editora

EDIÇÃO DO PRODUTO DIGITAL

Diretoria de Relações Institucionais e Desenvolvimento
Departamento de Relações Institucionais e Divulgação – DERID - Ernesto von Sperling
Divisão de Marketing e Divulgação – DIMARK - José Márcio Henriques Soares
Divisão de Geoprocessamento – DIGEOP – João Henrique Gonçalves – SIG/GEOBANK

APRESENTAÇÃO

O Programa Geologia do Brasil (PGB), desenvolvido pela CPRM - Serviço Geológico do Brasil é responsável pela retomada em larga escala dos levantamentos geológicos básicos do país. Este programa tem por objetivo a ampliação acelerada do conhecimento geológico do território brasileiro, fornecendo subsídios para mais investimentos em pesquisa mineral e para a criação de novos empreendimentos mineiros, com a conseqüente geração de oportunidades de emprego e renda. Além disso, os dados obtidos no âmbito desse programa também são aplicados em programas de águas subterrâneas, gestão territorial e em outras atividades de interesse social. Destaca-se, entre as ações mais importantes e inovadoras desse programa, a estratégia de implementação de parcerias com grupos de pesquisa de universidades públicas brasileiras, em trabalhos de cartografia geológica básica na escala 1:100.000. Trata-se de uma experiência que, embora de rotina em outros países, foi de caráter pioneiro no Brasil, representando uma importante quebra de paradigmas para as instituições envolvidas. Essa parceria representa assim, uma nova modalidade de interação com outros setores de geração de conhecimento geológico, à medida que abre espaço para a atuação de professores, em geral líderes de grupos de pesquisa, os quais respondem diretamente pela qualidade do trabalho e possibilitam a inserção de outros membros do universo acadêmico.

Esses grupos incluem também diversos pesquisadores associados, bolsistas de doutorado e mestrado, recém-doutores, bolsistas de graduação, estudantes em programas de iniciação científica, dentre outros. A sinergia resultante da interação entre essa considerável parcela do conhecimento acadêmico nacional com a excelência em cartografia geológica praticada pelo Serviço Geológico do Brasil (SGB) resulta em um enriquecedor processo de produção de conhecimento geológico que beneficia não apenas a academia e o SGB, mas à toda a comunidade geocientífica e à indústria mineral.

Os resultados obtidos mostram um importante avanço, tanto na cartografia geológica quanto no estudo da potencialidade mineral e do conhecimento territorial em amplas áreas do território nacional.

O refinamento da cartografia, na escala adotada, fornece aos potenciais usuários, uma ferramenta básica, indispensável aos futuros trabalhos de exploração mineral ou aqueles relacionados à gestão ambiental e à avaliação de potencialidades hídricas, dentre outros.

Além disso, o projeto foi totalmente desenvolvido em ambiente SIG e vinculado ao Banco de Dados Geológicos da CPRM (GEOBANK), incorporando o que existe de mais atualizado em técnicas de geoprocessamento aplicado à cartografia geológica e que encontra-se também disponível no Portal da CPRM www.cprm.gov.br.

Esse volume contém a Nota Explicativa da Folha Carangola (SF.23-X-B-VI), juntamente com o Mapa Geológico na escala 1:100.000 em ambiente SIG, executado pela UFMG, através do Contrato CPRM-UFMG No.059/PR/05.

MANOEL BARRETTO
Diretor Presidente

ROBERTO VENTURA SANTOS
Diretor de Geologia e Recursos Minerais

RESUMO

A área abrangida pelo mapa geológico da Folha Carangola (escala 1:100.000), delimitada pelos meridianos 42°30' – 42°00' W e paralelos 20°30' – 21°00' S, situa-se na Zona da Mata do Estado de Minas Gerais, junto à divisa com o Estado do Rio de Janeiro. Em termos geotectônicos, está posicionada na porção meridional do Orógeno Araçuaí, no limite com o Orógeno Ribeira. O Orógeno Araçuaí, de idade neoproterozóica (Evento Brasileiro), engloba três grandes unidades geológicas: *i.* embasamento Arqueano/Paleoproterozóico; *ii.* unidades supracrustais e *iii.* suítes magmáticas associadas aos vários estágios evolutivos do orógeno. Na Folha Carangola o embasamento é representado pelo Complexo Juiz de Fora (*ca.* 2130-2080 Ma), composto essencialmente por gnaisses enderbíticos migmatizados, que encerram corpos lenticulares de granulitos básicos. Esta unidade forma escamas alongadas segundo NNE-SSW, tectonicamente intercaladas com escamas de rochas supracrustais. O pacote supracrustal, atribuído ao Grupo Andrelândia, é constituído por paragneisses derivados de sedimentos pelito-grauvaqueanos (hercynita-sillimanita-granada-biotita-plagioclásio-quartzo gnaiss), localmente com intercalações delgadas de rocha calcissilicática (metamargas) e, mais raro, de anfibólito. Duas suítes granitóides cálcio-alcalinas, associadas ao magmatismo pré-colisional do Orógeno Araçuaí, são reconhecidas na Folha Carangola. A Suíte Galiléia é representada por um grande corpo, do qual somente a terminação setentrional está localizada na área da folha. O litotipo predominante é um ortogneisse a biotita e/ou a anfibólito de composição tonalítica a granodiorítica, quase sempre migmatizado, com fácies graníticas exibindo textura porfirítica e que foram datadas em 593±4 Ma. Granitóides charnockíticos que formam diversos corpos lenticulares constituem a Suíte Leopoldina, cuja composição varia de granítica a tonalítica e diorítica, e que revelaram idades de 595±4 e 592±7 Ma. Uma terceira suíte é representada por corpos de granitos peraluminosos. As paragêneses minerais indicam que o metamorfismo do Evento Brasileiro atingiu a fácies granulito. A Zona de Cisalhamento de Manhauçu, de caráter transpressivo destrai, corta a folha de norte a sul, promovendo a verticalização da foliação e milonitização das unidades em seu domínio. Ocorrências e depósitos de bauxita são o principal recurso mineral da Folha Carangola.

ABSTRACT

This report describes the geology of the 1:100, 000 Geological Sheet Carangola, bounded by longitude 42°30' – 42°00' W, and latitude 20°30' – 21°00' S. It is located at the Zona da Mata region of Minas Gerais state, adjacent to the border with Rio de Janeiro state. The area lies at the southern sector of the Araçuaí orogen where it limits with the Ribeira orogen. The Neoproterozoic (Brasiliano) Araçuaí orogen includes three major geologic units: *i.* Archean-Paleoproterozoic basement; *ii.* Supracrustal sequences, and *iii.* Neoproterozoic magmatic suites. The basement unit within the Geological Sheet Carangola is the Juiz de Fora Complex (*ca.* 2130-2080 Ma), mainly composed of a migmatitic enderbitic gneiss with lenses of mafic granulite. It makes up NNE-SSW trending fault-bounded slices interlayered with slices of supracrustal rocks. The latter are ascribed to the Andrelândia Group, and comprises a paragneiss formed by the metamorphism of a pelite-graywacke sediment (hercynite-sillimanite-garnet-biotite-plagioclase-quartz gneiss), with minor lenses of calc-silicate rock and amphibolite. The magmatic suites comprise two calc-alkaline granite suites related to the pre-collisional stage of the Araçuaí orogen. A large body related to the Galiléia suite, is partially exposed at the southern border of the Sheet. It is composed of biotite and/or amphibole gneiss often migmatitic, and with tonalitic to granodioritic composition. It also includes a facies of porphyritic granite that was dated at 593±4 Ma. Charnockite lenticular bodies ranging in composition from granitic to tonalitic and dioritic make up the Leopoldina suite, and two samples yielded magmatic ages at 595±4 e 592±7 Ma. A third magmatic suite comprises peraluminous granite intrusions. Mineral paragenesis indicates that Brasiliano metamorphism reached the granulite facies. Rock foliation at high angles and mylonitization zones are typical structural features, related to a dextral transpressive shear zone (Manhuaçu shear zone) of large dimensions that cuts through the area. Bauxite is the main mineral resource found in the area.

SUMÁRIO

1 – INTRODUÇÃO	17
1.1 - LOCALIZAÇÃO GEOGRÁFICA	17
1.2 - DADOS FÍSICOS DE PRODUÇÃO	17
1.3 - AGRADECIMENTOS	17
2 – ASPECTOS FISIOGRÁFICOS	19
3 – TRABALHOS ANTERIORES	21
4 – CONTEXTO GEOTECTÔNICO E GEOLOGIA REGIONAL	23
4.1 - EMBASAMENTO	23
4.2 - ORÓGENO ARAÇUAÍ	24
5 – GEOLOGIA DA FOLHA CARANGOLA	29
5.1 - ESTRATIGRAFIA	29
5.1.1 - Complexo Juiz de Fora (PP2jfb e PP2jfgm)	29
5.1.2 - Grupo Andrelândia (NPabgn)	31
5.1.2.1 - Definição geral da unidade	31
5.1.2.2 - O Grupo Andrelândia na Folha Carangola	31
5.1.3 - Suíte Galiléia - (NP3 _γ 1lgm e NP3 _γ 1lg)	33
5.1.3.1 - Suíte Galiléia - fácies migmatítica (NP3 _γ 1lgm)	34
5.1.3.2 - Suíte Galiléia - Granitóides (NP3 _γ 1lg)	34
5.1.4 - Suíte Leopoldina (NP3g2lp)	34
5.1.4.1 - Sobre a Nomenclatura	35
5.1.4.2 - A Suíte Leopoldina na Folha Carangola	35
5.1.5 - Suíte Pangarito (NP3g2pa)	39
5.1.6 - Depósitos aluvionares (N4a)	41
5.2 - METAMORFISMO	41
5.3 - GEOLOGIA ESTRUTURAL	42
5.3.1 - Fase de Deformação D1	42
5.3.2 - Fase de Deformação D2	45
5.4 - GEOQUÍMICA	46
5.5 - DADOS ISOTÓPICOS	55
5.5.1 - Determinações U-Pb	55
5.5.1.1 - Geocronologia U-Pb, Amostra TJ-46	55
5.5.1.2 - Geocronologia U-Pb, Amostra T-16	57
5.5.1.3 - Geocronologia U-Pb, amostra CE-07	60
5.5.2 - Determinações Sm-Nd	60
5.6 - RECURSOS MINERAIS	60
5.6.1 - Bauxita	60
5.6.2 - Materiais de construção civil (saibro, brita, rocha ornamental)	60
6 – CONCLUSÕES E RECOMENDAÇÕES	65
REFERÊNCIAS BIBLIOGRÁFICAS	67

GEOLOGIA E RECURSOS MINERAIS DA FOLHA CARANGOLA

ESTADO DE MINAS GERAIS

1 – INTRODUÇÃO

1.1 - LOCALIZAÇÃO GEOGRÁFICA

A área abrangida pelo mapa geológico da Folha Carangola (escala 1:100.000) está delimitada pelos meridianos 42°30' – 42°00' e paralelos 20°30' – 21°00', situada na porção leste do Estado de Minas Gerais (Figura 1.1). Além da cidade de Carangola, a área mapeada inclui parcial ou integralmente diversos municípios como Porciúncula, Divino, Faria Lemos, Pedra Dourada, Tombos, São Francisco do Glória, Miradouro, Fervedouro, etc.

A Folha Carangola é cortada, no sentido N-S, pela rodovia BR-116 (Rio-Bahia), possibilitando fá-

cil acesso à região a partir de Belo Horizonte, Rio de Janeiro ou Vitória.

1.2 - DADOS FÍSICOS DE PRODUÇÃO

O mapeamento geológico da Folha Carangola foi realizado em diversas etapas de campo finalizadas no 2º semestre de 2008, totalizando 1.902 estações de campo descritas. Foram também cadastrados 24 depósitos e ocorrências minerais. Um total de 134 lâminas delgadas foi confeccionado para estudos petrográficos. Neste relatório são também apresentados os resultados de 40 análises químicas de rocha total, três datações pelo método U-Pb e duas determinações Sm-Nd.

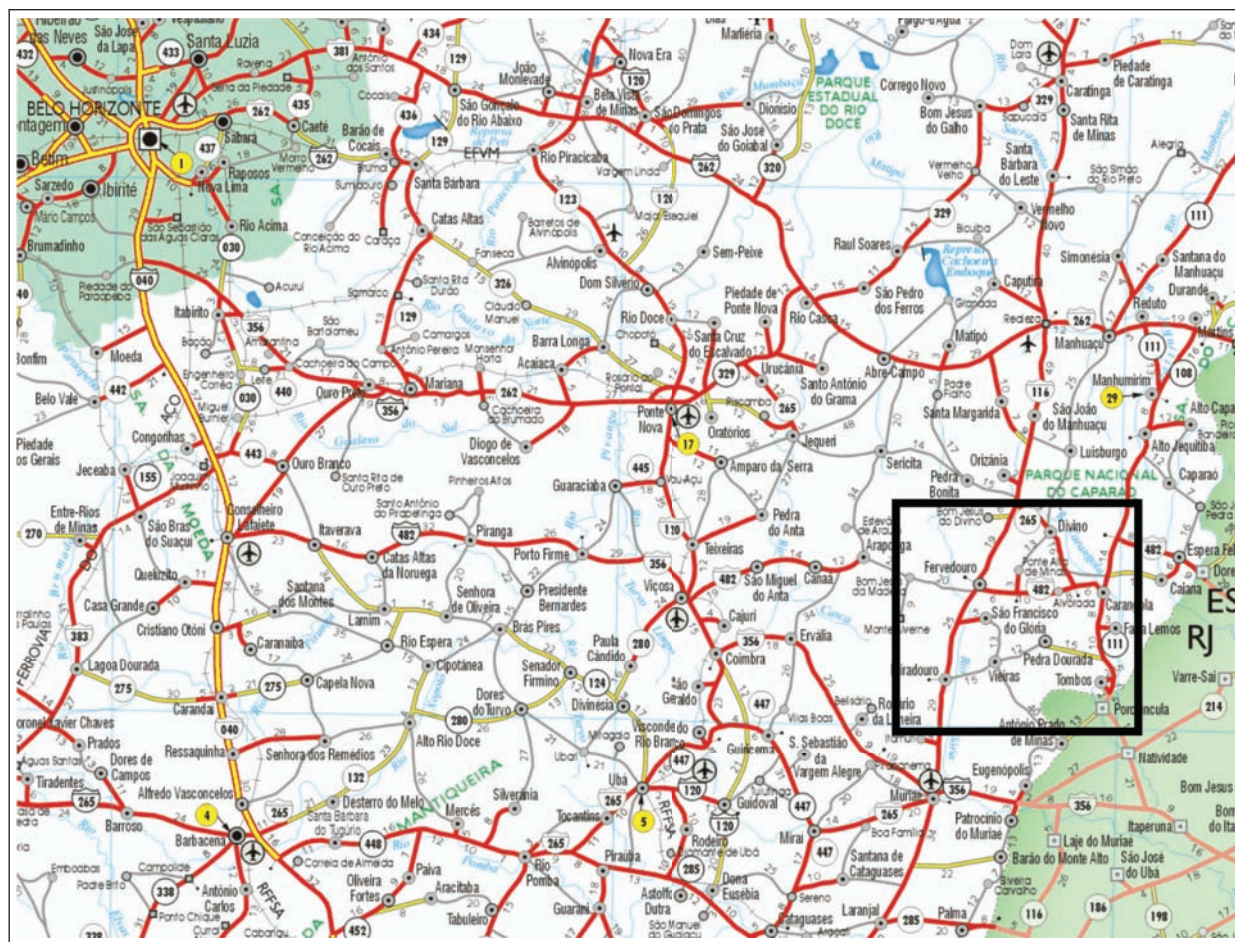


Figura 1.1 - Localização da Folha Carangola

1.3 - AGRADECIMENTOS

Os autores agradecem aos geólogos formados na UFMG, Apolo Pedrosa Bhering, Camila da Mota Carvalho, Eduardo Zenha Cordeiro, Gabriel Augusto Carneiro, Jorge Geraldo Roncato Júnior, Marco Aurélio Sequetto Pereira, Vanessa Pareja Coelho, Car-

los Luiz Ribeiro, Diego Barros Mairinck, Elaine Kelly Ferreira, Guilherme Alex Sander Cardoso de Freitas, Daniel Galuppo Diniz, Gustavo Kiefer Lage Sousa, Juliana Barbosa Timo, Leonardo Alves Reis e Poliany Moraes Figueiredo pela participação nos trabalhos de campo. Agradecimentos especiais aos bolsistas do projeto Karin Voll, Iraydes Tálita Nola, Gabriel Jubé Uhlein e Simone Pereira.

2 – ASPECTOS FISIOGRAFICOS

A área da Folha Carangola exibe dois domínios fisiográficos distintos. Sua porção ocidental é dominada por um ramo da Serra da Mantiqueira que recebe a denominação de Serra do Brigadeiro, caracterizada por linhas de serra paralelas, bastante retilíneas e orientadas segundo NNW, com escarpas íngremes e topos aguçados, cujas cristas podem superar os 1.600 m de altitude e atingem a altitude máxima de 1950 m (figura 2.1A). Na porção oriental predomina um relevo de colinas alongadas com topos convexos, onde destacam-se maciços rochosos e linhas de cumeeada mais elevados, eventualmente em cotas superiores aos 1200 m (figura 2.1B). Estes domínios estão incluídos em uma unidade geomorfológica designada Seranias da Zona da Mata Mineira (Gatto *et al.* 1983). Na

extremidade sudeste da Folha Carangola observa-se a passagem para a unidade geomorfológica designada Unidade Depressão Escalonada dos rios Pomba e Muriaé. Esta resulta da erosão remontante dos contrafortes da Serra da Mantiqueira pelos rios Pomba e Muriaé, pertencentes à bacia hidrográfica do rio Paraíba do Sul, e altitudes inferiores a 200 m são encontradas nas calhas dos cursos d'água principais.

Toda a região era originalmente ocupada pela Mata Atlântica, quase integralmente substituída por pastagens e cultura de café. Um dos últimos remanescentes da floresta original encontra-se preservado no Parque Estadual Serra do Brigadeiro, criado em 27 de setembro de 1996 (Decreto Estadual nº 38.319).



Figura 2.1 - Aspectos geomorfológicos: a) linhas de serra retilíneas da região da Serra do Brigadeiro, orientadas NNW, com escarpas íngremes e topos aguçados; b) relevo de colinas alongadas com topos convexos, predominante na porção oriental da Folha Carangola

3 — TRABALHOS ANTERIORES

A área coberta pela Folha Carangola 1:100.000 foi incluída nos seguintes projetos de mapeamento geológico em escala regional:

- DNPM, Carta Geológica do Brasil ao Milionésimo – Folhas Rio de Janeiro, Vitória e Iguape, 1979.
- CPRM, Folha Ponte Nova, escala 1:250.000 (autoria de Frederico Ozanan Raposo), mapa

inédito, apresentado no 40º Congresso Brasileiro de Geologia (Belo Horizonte, 1998).

Duas dissertações de Mestrado, desenvolvidas no âmbito do Programa de Pós-Graduação em Geologia do IGC-UFMG, abrangem questões relativas à geologia da Folha Carangola (Novo 2009 e Figueiredo 2009).

4 — CONTEXTO GEOTECTÔNICO E GEOLOGIA REGIONAL

A área estudada localiza-se na porção meridional do Orógeno Araçuaí, junto ao limite com o Orógeno Ribeira. O Orógeno Araçuaí se estende do Cráton do São Francisco ao litoral atlântico, aproximadamente entre os paralelos 15° e 21° S (Pedrosa-Soares *et al.* 2001). Na altura do paralelo 21°, a passagem do Orógeno Araçuaí para o Orógeno Ribeira é marcada pela deflexão da estruturação brasileira que muda da direção NNE, a norte, para NE, a sul. Não se verifica descontinuidade estratigráfica ou metamórfica na zona de fronteira entre estes orógenos.

As unidades geológicas presentes no domínio do Orógeno Araçuaí podem ser agrupadas em dois grandes conjuntos: *i.* embasamento Arqueano/Paleoproterozóico; *ii.* unidades supracrustais e suítes magmáticas associadas aos vários estágios evolutivos do orógeno.

4.1 - EMBASAMENTO

O embasamento do Orógeno Araçuaí evoluiu a partir da aglutinação de blocos crustais arqueanos durante um processo orogênico paleoproterozóico, aproximadamente entre 2,2 e 2,0 Ga. Neste evento ocorreu a consolidação do bloco continental São Francisco-Congo que, provavelmente, fazia parte de um extenso continente paleoproterozóico (*e.g.* *Atlântica Paleocontinent*, Rogers & Santosh 2004). Os núcleos antigos, arqueanos, dos blocos São Francisco e Congo foram amalgamados ao longo de um cinturão orogênico denominado Itabuna-Salvador-Curaçá no Brasil (Barbosa & Sabaté 2004) e Eburneano na África (Ledru *et al.* 1994). Esta ponte cratônica foi poupada dos eventos orogênicos neoproterozóicos e sobreviveu até o Mesozóico (Porada 1989, Ledru *et al.* 1994, Trompette 1994, Brito-Neves *et al.* 1999, Barbosa & Sabaté 2004, Alkmim *et al.* 2006).

No domínio do Orógeno Araçuaí e da sua contraparte africana representada pelo Orógeno Congo Ocidental, o sistema orogênico paleoproterozóico, com seus núcleos arqueanos, foi profundamente retrabalhado e desmembrado. Diversos complexos majoritariamente constituídos por ortognaisses formam o embasamento do Orógeno Araçuaí. Estes são os complexos Guanhães, Gouveia, Porteirinha, Mantiqueira e Juiz de Fora. O Complexo Guanhães é parte do núcleo arqueano do embasamento do Cráton do São Francisco Meridional, núcleo este que era bordado por um orógeno marginal paleoproterozóico (o Cinturão Mineiro de Teixeira 1985; ver também a reconstituição geotectônica proposta por Alkmim & Marshak 1998). O Orógeno Araçuaí intercepta o limi-

te Arqueano-Paleoproterozóico original, de forma que o Complexo Guanhães (Arqueano) e o Complexo Mantiqueira (Paleoproterozóico) podem ser vistos como unidades de caráter autóctone a para-autóctone que representam o embasamento cratônico retrabalhado no domínio orogênico. O Complexo Mantiqueira, portanto, é entendido como um segmento retrabalhado, no domínio Araçuaí, do Cinturão Mineiro. Os complexos Gouveia e Porteirinha representam exposições, em janelas estruturais/erosivas, de associações rochosas predominantemente arqueanas e são interpretados à maneira do Complexo Guanhães. O Complexo Juiz de Fora possui caráter alóctone, encontrando-se tectonicamente justaposto ao Complexo Mantiqueira por meio de extensa zona de cisalhamento neoproterozóica, a Falha de Abre Campo.

O Complexo Mantiqueira é composto predominantemente por ortognaisses bandados, cuja cristalização magmática ocorreu no intervalo 2180-2041 Ma (Noce *et al.* 2007). Os dados isotópicos de Sr e Nd demonstram a importante contribuição de processos de fusão de crosta continental antiga na petrogênese das rochas do complexo (Figueiredo & Teixeira 1996, Fischel *et al.* 1998, Duarte *et al.* 2004, Noce *et al.* 2007), que tem sido associado a arco(s) magmático(s) desenvolvido(s) sobre a margem do paleocontinente arqueano.

O Complexo Juiz de Fora é a unidade do embasamento exposta na Folha Carangola. O termo Complexo Juiz de Fora designava originalmente a extensa faixa de rochas granulíticas com direção NE-SW, que aflora na região limítrofe entre os estados de Minas Gerais e Rio de Janeiro, inicialmente estudada por Ebert (1955, 1957) e Rosier (1957). Várias propostas de definição, interpretação e subdivisão para esta associação litológica, muitas vezes conflitantes, foram apresentadas nas últimas décadas. Sugere-se a leitura da síntese de Heilbron *et al.* (2003a), que apresenta uma análise dessas diversas contribuições sobre o Complexo Juiz de Fora e completa listagem bibliográfica. Segundo a definição de Heilbron (1993, 1995), o Complexo Juiz de Fora é constituído por ortognaisses e metabasitos com paragêneses da fácies granulito, que mostram efeitos de eventos retro-metamórficos, com formação de hornblenda e biotita a partir de piroxênios. As intercalações metassedimentares, incluídas no complexo por outros autores, foram interpretadas como escamas tectônicas da cobertura neoproterozóica. A partir destas premissas, e da idade de cristalização de *ca.* 2134 Ma (U-Pb) obtida por Machado *et al.* (1996) para uma rocha charnockítica do Complexo Juiz de Fora na região de Conservatória (RJ), pode-se caracterizar esta unidade como uma associação magmática de idade Transamazônica.

Em resumo, o Complexo Juiz de Fora é composto por ortognaisses com paragêneses da fácies granulito, e o litotipo característico é um gnaiss enderbítico, granulação média, verde escuro, com bandamento centimétrico e intercalações máficas. Sua mineralogia essencial é dada por plagioclásio, quartzo, ortopiroxênio e clinopiroxênio; biotita e hornblenda são produtos de reações retrometamórficas. Gnaisses de composição charnockítica são menos frequentes, mas nos gnaisses enderbíticos é comum a presença de bandas e/ou injeções charnockíticas de cor mais clara e granulação mais grossa. Granulitos básicos ocorrem como bandas, lentes e/ou *boudins*, de tamanho centimétrico a métrico, encaixados nos gnaisses enderbíticos.

Os granulitos básicos, que localmente podem formar corpos mais expressivos, possuem granulação fina a média e estrutura maciça a fracamente foliada. A mineralogia primária é representada por ortopiroxênio+clinopiroxênio e plagioclásio. Granada esquelética em equilíbrio com o piroxênio é observada em algumas lâminas. Minerais secundários são biotita, anfibólio e quartzo. Estas rochas foram interpretadas por Costa (1998) como gabro-noritos, representando corpos intrusivos e/ou lavas básicas cristalizadas em condições da fácies granulito, e cujo caráter toleítico de baixo K é similar a basaltos de arco-de ilha ou fundo oceânico.

Os gnaisses enderbíticos e charnockíticos constituem suítes cálcio-alcálinas de afinidade juvenil (Figueiredo & Teixeira 1996, Duarte *et al.* 1997, Fischel *et al.* 1998), e podem ter se desenvolvido em ambiente de arco intra-oceânico. Idades U-Pb disponíveis para estes gnaisses, e para uma rocha máfica de composição gabro-diorítica, caem no intervalo 2134-2084 Ma (Machado *et al.* 1996, Heilbron *et al.* 2001, Noce *et al.* 2007). Segundo Duarte (1998) e Duarte & Heilbron (1999), o primeiro evento metamórfico a afetar as rochas do complexo, responsável pela formação de paragêneses diagnósticas da fácies granulito (ortopiroxênio + plagioclásio \pm clinopiroxênio \pm hornblenda) em arranjo granoblástico, é anterior à formação da foliação regional relacionada à Orogênese Brasileira. A paragênese mineral associada a esta foliação tem caráter retrometamórfico, evidenciado pela cristalização de hornblenda, biotita e granada a partir de ortopiroxênio e clinopiroxênio. Datações U-Pb SHRIMP de Noce *et al.* (2007) confirmam a hipótese de que estas rochas foram submetidas a metamorfismo de alto grau aproximadamente contemporâneo à cristalização magmática, ou seja, de idade paleoproterozóica.

4.2 - ORÓGENO ARAÇUAÍ

No final da década de 1980 e início dos anos 1990 surgiram os primeiros modelos evolutivos que apresentam a Faixa Araçuaí como produto da inversão orogênica de uma bacia parcialmente oceani-

zada (Perosa-Soares *et al.* 1992). Posteriormente, a descrição do arco magmático neoproterozóico (Nalini 1997, Nalini *et al.* 2000) permitiu caracterizar a bacia precursora do Orógeno Araçuaí como um golfo ensialítico a norte e oceanizado a sul, que desembocaria em amplo oceano onde hoje é o Orógeno Ribeira (Pedrosa-Soares *et al.* 1998, 2001, 2008). Alkmim *et al.* (2003, 2006, 2007) elaboraram um modelo que permite explicar o desencadeamento de um processo de subducção em uma bacia apenas parcialmente oceanizada, relativamente estreita e travada a norte pela ponte cratônica Bahia-Gabão. Este modelo de subducção forçada induzida por colisões à distância, em um mecanismo semelhante a um quebra-nozes, é apresentado na figura 4.1. A evolução do orógeno encontra-se sintetizada nos parágrafos seguintes (Pedrosa-Soares *et al.* 2001, 2007, 2008), e seu registro estratigráfico é apresentado na figura 4.2.

O estágio de rifte continental da bacia precursora do Orógeno Araçuaí se inicia há ca. 900 Ma, fato bem registrado em seu domínio externo, particularmente na região a norte de Diamantina onde as unidades proximais do Grupo Macaúbas ocorrem em larga extensão, e na área de ocorrência da Suíte Salto da Divisa. O magmatismo da fase rifte é representado pelos diques máficos da Suíte Pedro Lessa (906 \pm 2 Ma, Machado *et al.* 1989), granitos anorogênicos da Suíte Salto da Divisa (875 \pm 9 Ma, Silva *et al.* 2002, 2008) e pelos xistos verdes basálticos do Membro Rio Preto da Formação Chapada Acauã (Gradim *et al.* 2005, Babiniski *et al.* 2005). O estágio seguinte compreende a deposição da pilha sedimentar da margem continental passiva e formação de litosfera oceânica (figuras 3A, 4, 5A), como indicam os registros litológicos da Formação Ribeirão da Folha, que incluem lascas tectônicas de rochas máficas e ultramáficas ofiolíticas (Pedrosa-Soares *et al.* 1998, 2001, 2008, Aracema *et al.* 2000, Suita *et al.* 2004, Queiroga *et al.* 2006, 2007).

O início da orogenia se dá com a inversão da bacia segundo o modelo quebra-nozes de subducção forçada (figura 4.1B). Instalada a convergência, tem início o estágio pré-colisional (acrescionário), caracterizado pela edificação do arco magmático (630-585 Ma). O arco é representado pela Suíte G1 e rochas vulcânicas do Grupo Rio Doce (figuras 4.2 e 4.3). A Suíte G1 é constituída majoritariamente por tonalitos e granodioritos, com fácies e autólitos dioríticos e máficos, portadores de xenólitos de rochas metasedimentares.

No estágio sincolisional entre ca. 582 e 560 Ma (figura 4.1C e 4.2) ocorre o principal evento de deformação e metamorfismo regionais. São impressas as feições relacionadas ao dobramento e empurrões rumo a oeste, contra o Cráton do São Francisco, além do metamorfismo relacionado às paragêneses minerais que materializam a foliação regional (Pedrosa-Soares *et al.* 2001, 2008, Alkmim *et al.* 2006, 2007). O magmatismo desta etapa está registrado pela suíte G2, que engloba a granitogênese tipo S, constituída essencialmente por granito

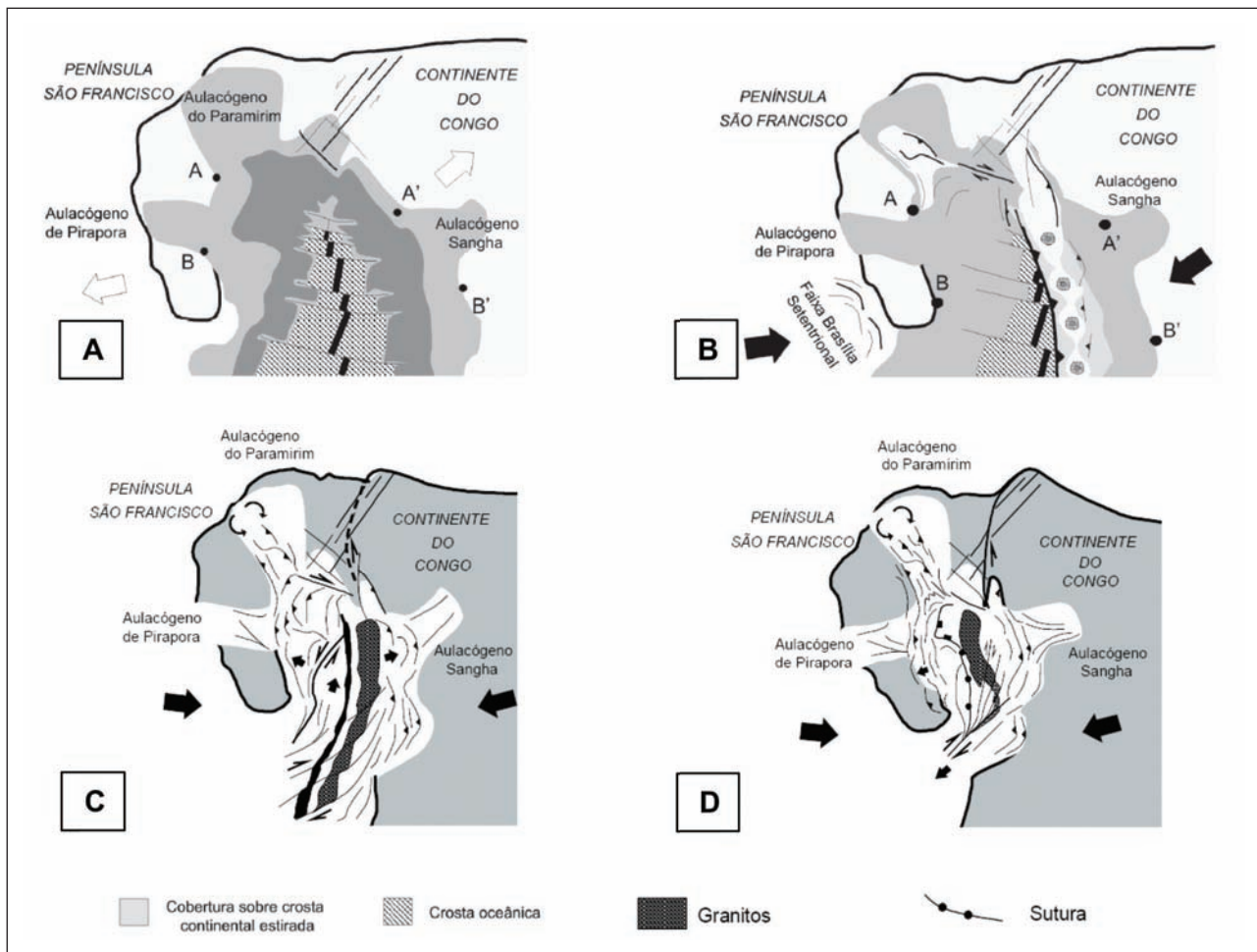


Figura 4.1 - Modelo de evolução para o Orógeno Araçuaí e a "tectônica quebra-nozes" (Alkmim et al. 2006, 2007)

peraluminoso (com granada onipresente e cordierita e/ou sillimanita freqüentes), com granito a duas micas e granodiorito granatífero ocorrendo de forma subordinada.

O estágio tardicolisional é marcado pela granitogênese G3. As rochas típicas desta suíte são leucogranitos com granada e/ou cordierita, pobres em micas e livres da foliação regional.

O grande espessamento crustal aliado à contínua convergência implicou num escape lateral de massa no sentido sul, rumo ao Orógeno Ribeira (figura 4.1B). Este escape imprimiu o sistema de transcorrências destrais do sudeste de Minas Gerais, Espírito Santo e Rio de Janeiro.

No estágio pós-colisional (535-490 Ma) vigoram processos deformacionais e de plutonismo relacionados ao colapso gravitacional (extensional) do orógeno (Marshak et al. 2006, Alkmim et al. 2007). Este estágio é representado pelas suítes G4 e G5 que são constituídas por plútons intrusivos, livres da foliação regional. A Suíte G4, do tipo S, é composta essencialmente por granitos a duas micas que, localmente, preservam cúpulas de granito pegmatóide ou raízes de biotita granito. As intrusões G5 têm composição predominantemente granítica ou charnockítica, com termos enderbíticos e noríticos subordinados, apresentando diversas evidências de misturas (mingling e mixing) de magmas e estruturas de fluxo ígneo geralmente bem marcadas.

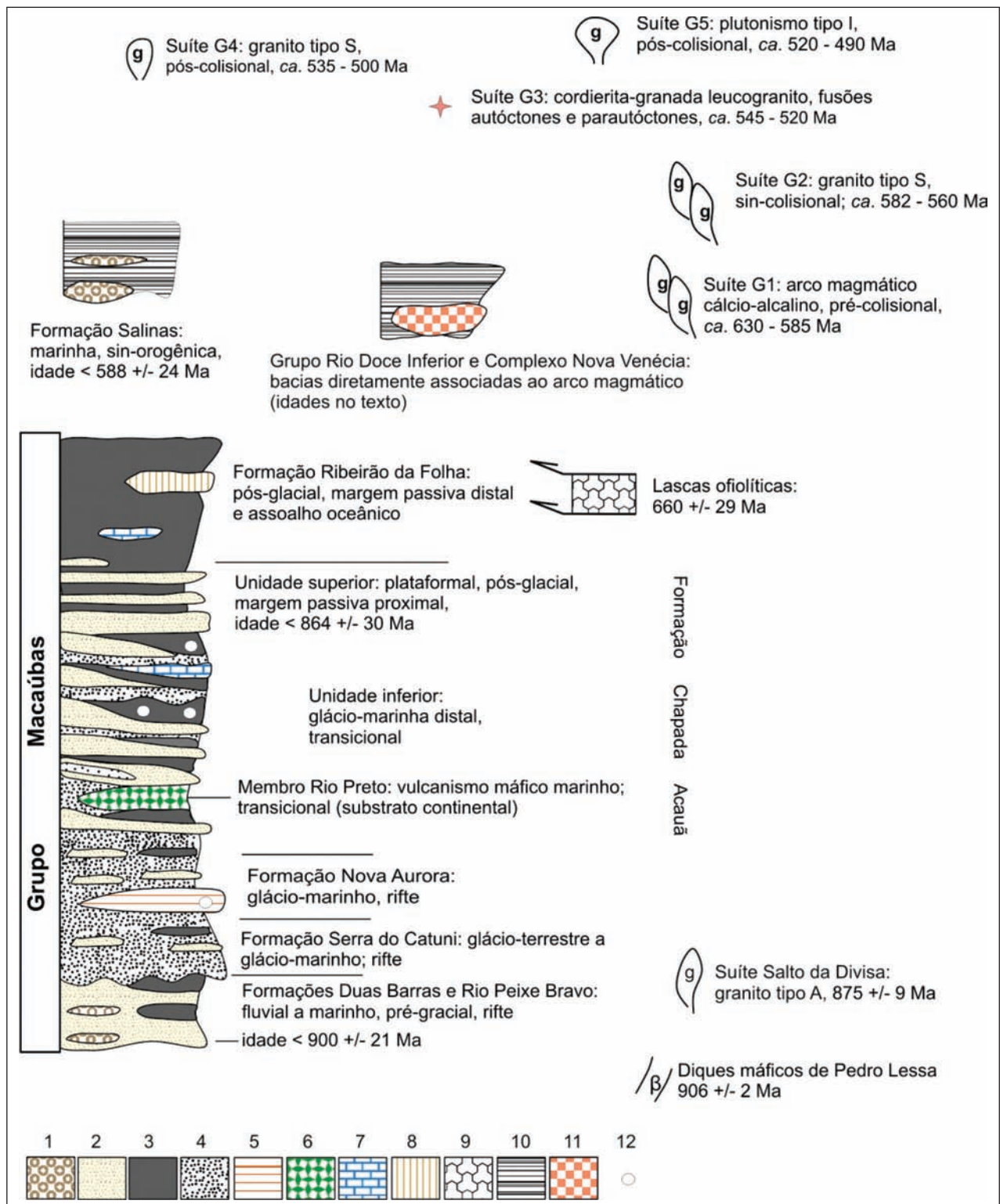


Figura 4.2 - Coluna estratigráfica esquemática do Orógeno Araçuaí. 1, conglomerados; 2, arenitos; 3, pelitos; 4, diamictitos; 5, formação ferrífera diamictítica; 6, basalto transicional; 7, calcário dolomítico; 8, sedimentos exalativos (chert sulfetado, sulfeto maciço, formações ferríferas e outros); 9, rochas máficas (com veios de plagiogranito) e ultramáficas oceânicas; 10, wackes e pelitos; 11, rochas piroclásticas e vulcanoclásticas dacíticas; 12, seixos e blocos pingados (Pedrosa-Soares et al. 2007)

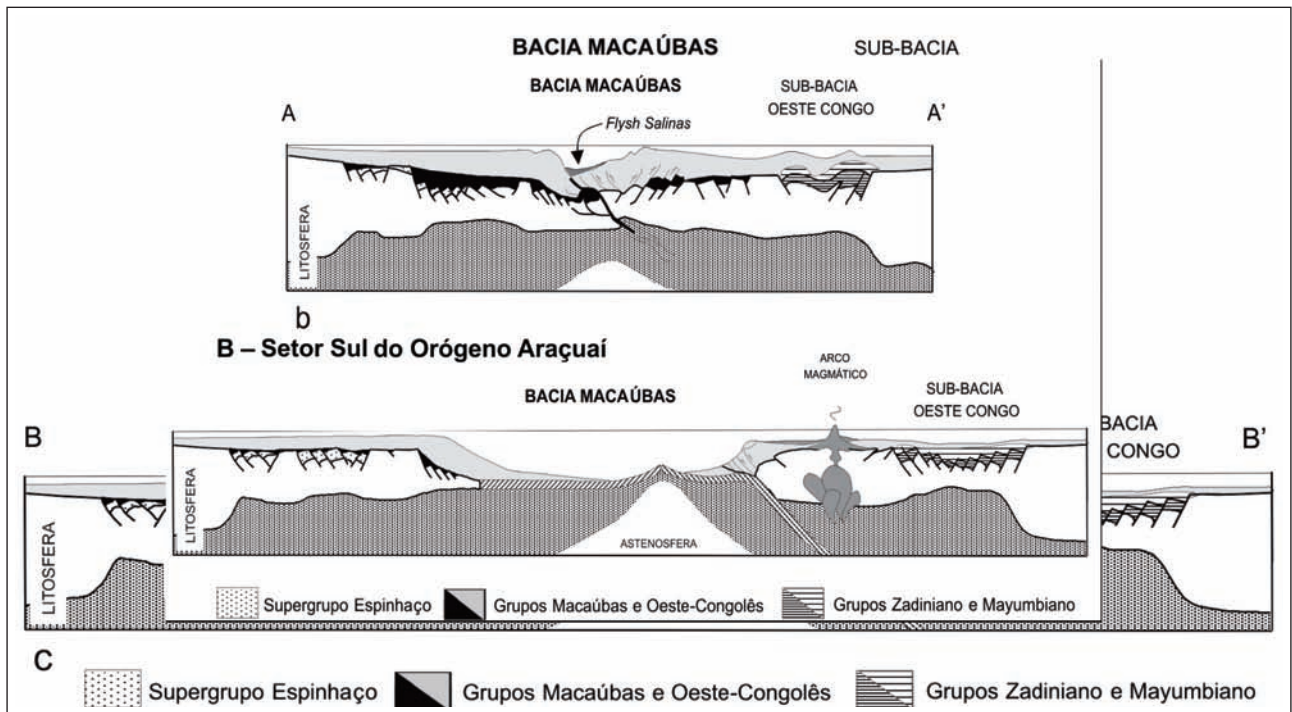


Figura 4.3 - Ilustração da fase de convergência inicial das margens da Bacia Macaúbas, por volta de 600 Ma. a) Interação inicial das margens do setor ensialico da bacia precursora, inicio da sedimentação sin-orogênia (flysch) da Formação Salinas e inversão tectônica da margem passiva leste. b) Subdução do assoalho do setor oceânico da bacia precursora e instalação do arco magmático na margem leste, agora convertida em placa superior (Alkmim et al. 2007)

5 — GEOLOGIA DA FOLHA CARANGOLA

A Zona de Cisalhamento de Manhauçu corta folha de norte a sul, promovendo a verticalização da foliação e milonitização das unidades em seu domínio. Uma associação de natureza tectônica que ocupa a maior parte da área da folha exibe a alternância de faixas predominantemente compostas por gnaisses migmatíticos, de composição enderbítica, e paragneisses (biotita-granada gnaisses). Fonseca *et al.* (1979) posicionam estas rochas na associação charnockítica de idade Paleoproterozóica, enquanto Fischel (1998) e Cunningham *et al.* (1998) a atribuem ao Complexo Juiz de Fora. A presença de faixas tectonicamente justapostas de unidades distintas foi descrita por Costa *et al.* (1998). No presente trabalho os gnaisses enderbíticos, juntamente com outros litotipos associados como granulitos básicos, foram atribuídos ao Complexo Juiz de Fora, enquanto os paragneisses (granulitos peraluminosos na classificação de Costa *et al.* 1998) foram incluídos no Grupo Andrelândia. Esta associação de intercalações tectônicas do Complexo Juiz de Fora com uma seqüência supracrustal, revelada pelo mapeamento da Folha Carangola, representa a continuação da mesma associação mapeada a sul nas folhas Ubá (Noce *et al.* 2003a), Muriaé (Romano & Noce 2003), Leopoldina (Heilbron *et al.* 2003b) e Juiz de Fora (Duarte *et al.* 2003).

Completam o quadro geológico da Folha Carangola suítes graníticas associadas ao magmatismo brasileiro.

5.1 - ESTRATIGRAFIA

5.1.1 - Complexo Juiz de Fora (PP2jfb e PP2jfgm)

Esta unidade aflora em corpos alongados segundo NNE-SSW, na forma de escamas tectônicas interdigitadas a escamas de rochas metassedimentares do Grupo Andrelândia. Sua semelhança litológica e posição geográfica permitem correlacioná-lo com o Complexo Juiz de Fora, no sentido proposto por Heilbron (1993, 1995).

O Complexo Juiz de Fora inclui litotipos cuja composição varia de máfica a félsica. O litotipo amplamente dominante é um ortogneisse enderbítico, eventualmente exibindo bandas, lentes e/ou boudins, de tamanho centimétrico a métrico, de granulitos básicos.

O gnaisse enderbítico apresenta granulação predominantemente fina a média e bandamento milimétrico a centimétrico (Figura 5.1A e 5.1C). O bandamento é marcado pela alternância de bandas félsicas, de composição quartzo-feldspática com raro ortopiroxênio, e bandas máficas constituídas essen-

cialmente por ortopiroxênio, hornblenda e biotita, com clinopiroxênio e plagioclásio subordinado. Apresentam cor esverdeada, porém tornam-se acinzentados com o intemperismo. Este gnaisse está migmatizado em intensidades diversas (Figura 5.1B). As estruturas migmatíticas predominantes são estromática e flebítica, mas estruturas schollen, ptigmática e dobrada ocorrem subordinadamente. O leucossoma quartzo-feldspático possui composição charnockítica e granulação grossa, podendo exibir cristais de anfibólio, piroxênio e feldspato que chegam a atingir 7 cm de comprimento (Figura 5.1D e 5.1F). Ocorre na forma de vênulas, bandas, lentes e veios comumente concordantes com a foliação. O melanossoma é enderbítico e possui granulação fina a média. Localmente, onde a migmatização é mais intensa, são observáveis restitos do ortogneisse bandado completamente envoltos pelo leucossoma (Figura 5.1H).

A mineralogia dos gnaisses enderbíticos é representada por ortopiroxênio, plagioclásio, clinopiroxênio, biotita, quartzo e hornblenda. Como acessórios ocorrem zircão, apatita, epidoto e minerais opacos. A composição modal apresenta a seguinte variação: ortopiroxênio (10-45%), plagioclásio (15-45%), quartzo (10-60%), biotita (5-15%). Possuem granulação variando de fina a grossa e normalmente textura granoblástica, subordinadamente textura lepidoblástica. Em zonas de cisalhamento dúcteis possuem textura protomilonítica a milonítica marcada por ribbons de quartzo e evidências de recristalização dinâmica e individualização de subgrãos (Figura 5.1E).

O plagioclásio presente nestas rochas varia de albita a oligoclásio (An9-25) e ocorre como cristais finos a grossos, maclado segundo a lei da Albita; exibe forte extinção ondulante e maclas frequentemente recurvadas. Há ocorrência de plagioclásios antipertíticos. O ortopiroxênio (hiperstênio) ocorre na forma xenomórfica a hipidiomórfica, como cristais de tamanho médio, e observa-se geminação mecânica em algumas lâminas. Associa-se a minerais opacos e é intensamente substituído por hornblenda, biotita ou bastita. O clinopiroxênio é menos freqüente. O quartzo possui granulação variando de fina a média, extinção ondulante freqüente, normalmente associado ao plagioclásio. Pode encontrar-se na forma de *ribbons*. A biotita ocorre em forma de palhetas orientadas, comumente associada ao anfibólio e minerais opacos em agregados e bandas máficas.

Os granulitos básicos, que localmente podem formar corpos mais expressivos, possuem granulação fina a média, textura granoblástica a protomilonítica e estrutura maciça a fracamente foliada. A mineralogia primária é representada por ortopiroxênio+clinopiroxênio e plagioclásio. Granada esquelética em equilíbrio com o piroxênio é obser-

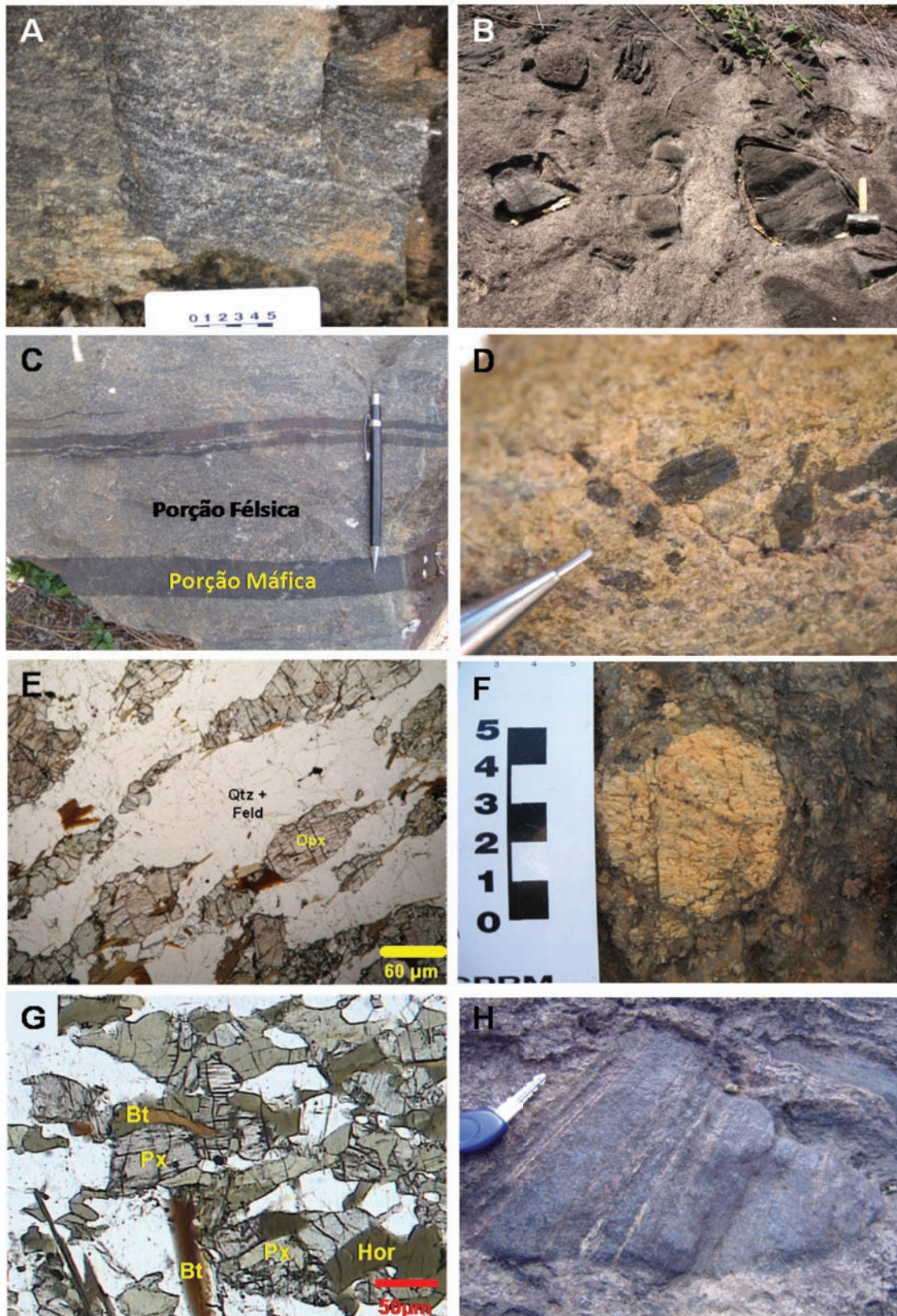


Figura 5.1 - Complexo Juiz de Fora. A) ortogneisse apresentando bandamento milimétrico (Ponto 1635, 7702225N/805334E); B) encraves máficas dispersos em porção migmatítica do ortogneisse (Ponto 1630, 7697717N/808076E); C) estrutura bandada do ortogneisse (Ponto 1553, 7710436N/797389E); D) grandes cristais de anfibólio no leucossoma do ortogneisse migmatítico (Ponto 1651, 7697372N/811537E); E) textura protomilonítica do ortogneisse (Qtz=quartzo, Feld=feldspato, Opx=ortopiroxênio), nicóis paralelos (Ponto 1600, 7700502N/793889E); F) grande cristal de feldspato potássico no leucossoma (Ponto 1585, 7698439N/805299E); G) uralitização de piroxênios, gerando hornblenda e biotita em lâmina de ortogneisse (Hor=hornblenda, Px=piroxênio, Bt=biotita), nicóis paralelos (Ponto 1443, 7712968N/798434E); H) restito do gnaiss bandado envolvido por mobilizado migmatítico (Ponto 1395, 7715362N/793351E)

vada em algumas lâminas. Como acessórios ocorrem zircão, apatita e minerais opacos, sendo os últimos muito frequentes. Minerais secundários são biotita, anfibólio e quartzo. A composição modal apresenta a seguinte variação: ortopiroxênio±clinopiroxênio (15-50%), plagioclásio (20-50%), quartzo (5-35%), biotita (0-15%), anfibólio (0-45%). Estas rochas foram interpretadas por Costa (1998) como gabros-noritos.

O ortopiroxênio (hiperstênio) ocorre na forma xenomórfica a hipidiomórfica, com granulação variando de média a grossa, contendo inclusões de plagioclásio e biotita. Associa-se a minerais opacos e anfibólio. O plagioclásio possui composição albita-oligoclásio (An7-22) ocorrendo como cristais hipidiomórficos a idiomórficos, de granulação fina a média. Podem apresentar intercrescimento antipertítico. Estão maclados segundo a Lei da Albita e Periclina. As lamelas de geminação são finas a médias, descontínuas e, às vezes, recurvadas. O quartzo é pouco frequente e apresenta-se com granulação variando de fina a média, sendo muito comum a extinção ondulante. Está bastante recristalizado, formando bandas estreitas e descontínuas. Pode formar ribbons em amostras muito deformadas, com evidências de recristalização dinâmica e formação de subgrãos. O anfibólio é a hornblenda ou hornblenda e ocorre em cristais xenomórficos a hipidiomórficos. Forma bandas e define, juntamente com a biotita, a foliação da rocha. Estes minerais são produtos de alteração.

A paragênese mineral plagioclásio + quartzo + hiperstênio ± feldspato potássico ± clinopiroxênio indica que o ortogneiss do Complexo Juiz de Fora atingiu condições de estabilidade da fácies granulito. Entretanto, esta paragênese progressiva de alto grau foi parcialmente desestabilizada, devido à hidratação (relacionada a algum processo deformacional ou simples ascensão crustal, ou ambos), gerando uma paragênese regressiva marcada pela significativa presença de hornblenda e biotita como produtos da alteração dos piroxênios (Figura 5.1G). Este metamorfismo regressivo ocorreu na fácies anfibolito.

5.1.2 - Grupo Andrelândia (NPabgn)

5.1.2.1 - Definição geral da unidade

O Grupo Andrelândia, definido originalmente por Ebert (1956), ocorre em domínios distintos do Orógeno Ribeira a sul e sudeste do Cráton do São Francisco, bem como nas nappes do extremo sul do Orógeno Brasília, a sudoeste do cráton (vide Ribeiro et al. 2003, Heilbron et al. 2004 e referências bibliográficas contidas nestes trabalhos). A definição das seqüências deposicionais que compõem o Grupo ou Megasseqüência Andrelândia foi realizada no chamado domínio autóctone, ou seja, a borda cratônica balizada pelas cidades de Carandaí-São João Del Rei-Lavras. Neste domínio, a composição, texturas e estruturas primárias estão parcialmente preserva-

das, facilitando o reconhecimento dos protólitos, da geometria de corpos e de discordâncias. A Megasseqüência Andrelândia é composta pela Seqüência Carrancas, inferior, e pela Seqüência Serra do Turvo, superior (Paciullo 1997).

A Seqüência Carrancas inclui, da base para o topo, quatro unidades: i. paragneisses bandados com intercalações de anfibolitos (arenitos feldspáticos continentais e turbidíticos, associados a toleítos de ambiente intraplaca continental e MORB enriquecido); ii. paragneisses bandados com intercalações de anfibolitos, quartzitos e filitos cinzentos (paraseqüências retrogradacionais depositadas em trato de sistema transgressivo); iii. quartzitos e intercalações delgadas de xistos (paraseqüências agradacionais plataformais –shoreface– depositadas em trato de sistema transgressivo); iv. filitos e xistos cinzentos com intercalações quartzíticas (sedimentos depositados em trato de sistema de mar alto em ambiente plataformal distal -offshore). A Seqüência Serra do Turvo é representada por uma espessa sucessão de biotita xisto, cujos protólitos sedimentares seriam turbiditos pelíticos e pelitos hemipelágicos. As fácies distais dessa seqüência são representadas por uma sucessão de biotita xisto a gnaiss com intercalações de anfibolito, gondito e rochas calcissilicáticas, metamorfisados em fácies anfibolito e granulito.

Em vários estudos que definiram a compartimentação tectônica do Orógeno Ribeira, em sua porção centro-norte, a cobertura metassedimentar do Complexo Juiz de Fora foi correlacionada ao Grupo Andrelândia (Heilbron 1993, Heilbron et al. 1995), sendo constituída por uma sucessão de paragneisses, quartzitos e xistos pelíticos, que grada rumo ao topo para uma sucessão predominantemente pelítica (micaxistos e gnaisses).

5.1.2.2. - O Grupo Andrelândia na Folha Carangola

Esta unidade ocupa grande parcela da Folha Carangola, principalmente a oeste da Zona de Cisalhamento de Manhauçu, composta por rochas derivadas do metamorfismo de sedimentos pelíticos a psamíticos. Ocorre na forma de faixas alongadas de direção geral N-S intercaladas tectonicamente aos granulitos ortoderivados do Complexo Juiz de Fora. A presença de sillimanita, hercynita e ortopiroxênio, este último encontrado raramente, indicam condições de metamorfismo de alta temperatura. As rochas desta unidade foram submetidas a metamorfismo de alto grau (fácies granulito), e posteriormente reequilibradas em condições de temperatura menos elevadas.

O litotipo amplamente dominante no Grupo Andrelândia é representado por paragneisses (hercynita-sillimanita-granada-biotita-plagioclásio-quartzo gnaiss), podendo por vezes exibir leitos cuja composição original era mais arenosa e que resultaram em gnaisses quartzo-feldspáticos com alguma proporção

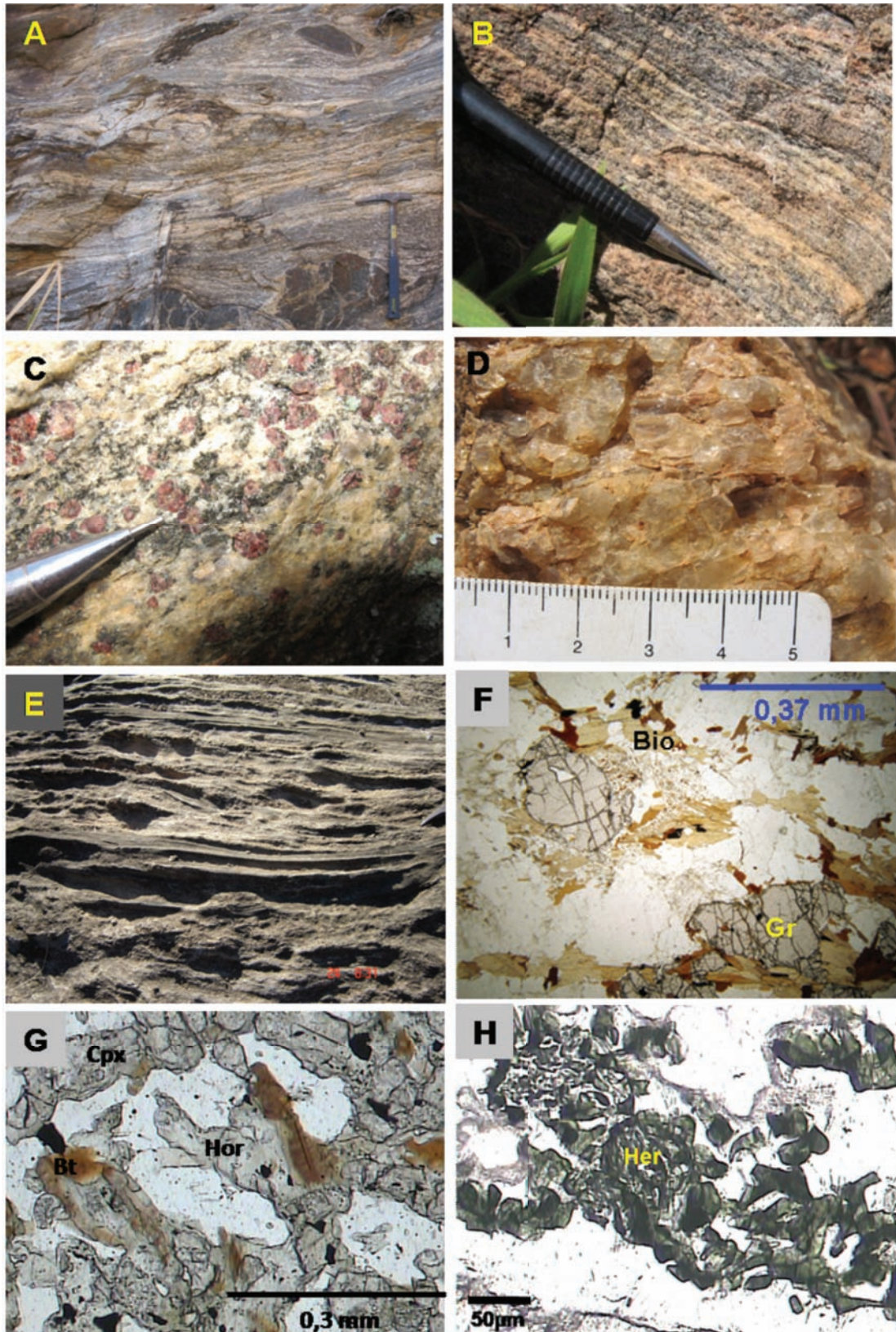


Figura 5.2 - Grupo Andrelândia. A) paragneisse migmatítico com intercalações boudinadas de rocha calcissilicática (próximo ao cabo do martelo; Ponto 1623, 7701052N/809936E); B) paragneisse com bandamento fino (Ponto 1719, 7698433N/791006E); C) granada leucogranito originado da anatexia do paragneisse (Ponto 1623, 7701052N/809936E); D) agregado de quartzo, semelhante a quartzito formado em zona de cisalhamento (Ponto 1692, 7700013N/807448E); E) rocha calcissilicática sobressaindo no relevo em relação ao paragneisse (Ponto 1262, 7693511N/795821E); F) fotomicrografia do paragneisse evidenciando a foliação (Gr=granada, Bio=biotita); nicóis paralelos (Ponto 1207, 7690469N/788803E); G) fotomicrografia de rocha calcissilicática (Cpx=clinopiroxênio, Hor=hornblenda) nicóis paralelos (Ponto 1583, 7714673N/812077E); H) agregados irregulares de hercynita (Her), no paragneisse granadífero; nicóis paralelos (Ponto 1576, 7715183N/803419E)

de biotita e granada. Em raras exposições são encontradas intercalações delgadas de anfibolito, provavelmente representando derrames ou soleiras de rocha básica, e de rocha calcissilicática (metamargas). Níveis de rochas semelhantes a quartzitos, que podem exibir grande continuidade lateral, parecem resultar da segregação de quartzo em zonas de cisalhamento (Figura 5.2D). O paragnaisse do Grupo Andrelândia encontra-se milonitizado junto ao contato com as rochas do Complexo Juiz de Fora, exibindo feições como porfiroblastos ocelares a sigmoidais de granada, feldspato e quartzo, no entorno dos quais se desenvolvem sombras de pressão preenchidas por quartzo e biotita. Cristais de quartzo e plagioclásio ocorrem estirados paralelamente à foliação milonítica.

O paragnaisse apresenta granulação fina a média, coloração cinza a rósea e bandamento milimétrico a centimétrico (figura 5.2A e 5.2B). Em escala de afloramento, há porções onde a granada é rara a inexistente. Em menor proporção, observam-se zonas empobrecidas em biotita. Grande parte das exposições do paragnaisse apresenta aspecto estratificado e claro bandamento composicional, com alternância de bandas leucocráticas de granulação média a grossa, ricas em quartzo e feldspato, e bandas melano-cráticas ou mesocráticas de granulação fina, ricas em biotita e granada.

Geralmente, o paragnaisse mostra-se migmatizado (Figura 5.2A), com o desenvolvimento de porções leucocráticas de grão grosso e composição granada-quartzo-feldspática. As estruturas migmatíticas predominantes são estromatíticas, dobradas e ptigmáticas, mas localmente são encontradas estruturas schollen. Com o avanço do processo de migmatização, o paragnaisse dá origem a corpos graníticos tipo-S, compostos de leucogranito granatífero (Figura 5.2C) que grada para granada-biotita leucogranito e biotita granito. Esta granitogênese está descrita no tópico 5.1.5 (Suíte Pangorito).

Em lâmina delgada, os paragnaises exibem em geral textura granolepidoblástica inequigranular, as texturas protomiloníticas e miloníticas sendo freqüentes. A composição mineralógica principal mais comum é dada por plagioclásio, feldspato potássico, quartzo, granada, biotita, sillimanita e hercynita. Como minerais acessórios são encontrados apatita, zircão, grafita e outros minerais opacos. O plagioclásio possui composição albita-oligoclásio (An_{7-23}), frequentemente com intercrescimento antipertítico. Encontra-se maclado segundo Lei da Albita e Periclina e, em alguns casos, com geminação Karslbader. Apresenta extinção ondulante, lobos mimerquíticos, e forma porfiroclastos nas rochas miloníticas. Em muitos casos, apresenta-se sericitizado e saussuritizado. Os grãos de granada possuem, em geral, formato arredondado e contém freqüentes inclusões de biotita, plagioclásio, quartzo, zircão e minerais opacos. Em algumas lâminas observam-se inclusões de espinélio. As bordas dos cristais de granada evidenciam reações com biotita, e alguns cristais apresentam estrutura tipo snowball. Grãos de quartzo são xenomórficos, de granula-

ção fina a grossa, e apresentam evidências de deformação intracristalina expressa em extinção ondulante. Em lâminas de rochas com intensa deformação, apresenta-se com trama típica de recristalização dinâmica, na forma de fitas, com forte extinção ondulante. A sillimanita ocorre com habitus fibroso, como inclusões em cristais de granada, e prismático, em cristais de granulação fina, associados a biotita, ao quartzo e aos feldspatos. Hercynita ocorre em finos agregados, predominantemente associados a granada e quartzo. O ortopiroxênio aparece em raros grãos, quase completamente substituídos por biotita e parece associar-se à granada. A biotita se apresenta predominantemente em lamelas pleocróicas bem formadas, de coloração castanho-avermelhada, refletindo um provável enriquecimento em titânio, também verificado pela cristalização de titanita. Muitas vezes encontra-se bordejando granada e ortopiroxênio, sendo a biotita, nestes casos, secundária.

Os paragnaises do Grupo Andrelândia apresentam paragênese mineral composta por plagioclásio + quartzo + granada + feldspato potássico + biotita \pm sillimanita \pm hercynita (Figura 5.2H). A cristalização de hercynita associada ao quartzo implica em condições de metamorfismo de alto grau, fácies granulito. Porém, a biotita originada a partir da alteração da granada evidencia uma paragênese retrometamórfica, em condições de pressão e temperatura da fácies anfibolito.

Delgadas camadas, lentes e *boudins* de rocha calcissilicática são encontradas intercaladas nos paragnaises. Como são mais resistentes ao intemperismo, usualmente destacam-se na superfície do afloramento (Figura 5.2E). Tais rochas são constituídas de clinopiroxênio, ortopiroxênio, quartzo, plagioclásio e granada, tendo como minerais acessórios titanita, minerais opacos e zircão. Minerais secundários e/ou de alteração são carbonatos, biotita, hornblenda (Figura 5.2G) e saussurita. Apresentam textura granoblástica, granulação média e estrutura bandada. Alternam-se bandas félsicas, compostas por plagioclásio de granulação média e quartzo, e bandas ricas em clinopiroxênio e plagioclásio. O plagioclásio é de composição oligoclásio-andesina (An_{25-35}) e encontra-se geminado segundo a Lei da Albita e, mais raramente, segundo a Lei da Periclina. Apresenta lamelas interrompidas e a maior parte dos cristais encontra-se em avançado estágio de saussuritização/sericitização. O clinopiroxênio altera-se para biotita. A titanita é bastante freqüente e exibe hábito navicular predominante.

5.1.3 - Suíte Galiléia - (NP3_γ1lgm e NP3_γ1lg)

A Suíte Galiléia é representada por um corpo alongado, orientado NNE-SSW, com comprimento superior a 60 km e largura variando entre 6 e 12 km. Apenas a terminação setentrional do batólito está exposta na Folha Carangola.

O litotipo predominante é um ortogneisse a biotita e/ou a anfibólio, quase sempre migmatizado, exibindo estruturas do tipo *schöllen*, *estromática* e *schlieren* (Figura 5.3). Existem porções do corpo onde as altas taxas de anatexia geraram migmatitos com estrutura nebulítica. As rochas migmatíticas exibem, com frequência, encraves máficos de tamanho centimétrico a métrico, deformados em intensidade variável.

Ainda no contexto deste grande corpo são identificados corpos não migmatizados compostos por granitóides porfíricos. Estes corpos apresentam duas fácies distintas, com contatos difusos sugerindo tratar-se de uma intrusão única (Figura 5.4A). Uma das fácies mostra a predominância de fenocristais de K-feldspato sobre a matriz, enquanto na outra os fenocristais estão dispersos em uma matriz fina rica em biotita (Figura 5.4B). Estas rochas ricas em matriz exibem foliação gnáissica bem desenvolvida.

5.1.3.1 - Suíte Galiléia - fácies migmatítica (NP3_γ1lgm)

O ortogneisse, que representa o paleossoma nas porções migmatíticas, é um hornblenda-biotita gnaiss, bandado e de granulação fina a média. O bandamento é nítido, definido por bandas essencialmente félsicas (plagioclásio, quartzo e, eventualmente, microclina) e bandas máficas com predomínio de biotita e hornblenda, além de titanita e minerais opacos associados. A composição destes gnaisses varia de tonalítica a granodiorítica, constituídos por: plagioclásio (35-50%), quartzo (15-25%), biotita (10-25%) e anfibólio (5-15%). Microclina, quando presente, ocorre como cristais de crescimento intersticial na matriz, com percentual sempre inferior a 20%. Como minerais acessórios ocorrem zircão, apatita e, mais raramente, allanita.

Carbonato, titanita, sericita, minerais opacos e epidoto são os minerais secundários encontrados.

A presença de encraves máficos é uma feição comum aos gnaisses migmatizados. São rochas de granulação fina, textura maciça ou mais raramente bandada. Possuem composição gabróica a diorítica, sendo os últimos mais frequentes, constituídos por hornblenda, plagioclásio, quartzo e raro clinopiroxênio.

5.1.3.2 - Suíte Galiléia - Granitóides (NP3_γ1lg)

Os granitóides exibem duas fácies que podem ser distinguidas com base na granulação e razão matriz/megacristal (figura 9): i) uma fácies com pouca matriz e de granulação média a grossa, onde predominam megacristais de K-feldspato de tamanho centimétrico com macla evidente; ii) uma fácies com elevado percentual de matriz de granulação fina a média, exibindo megacristais de K-feldspato de tamanho milimétrico a centimétrico. A composição modal é dada por microclina (40-70%), quartzo (10-20%), plagioclásio (20-30%) e biotita (15-30%), com hornblenda varietal. Os minerais acessórios são allanita, apatita, titanita, zircão e minerais opacos, ocorrendo clorita e carbonato como produtos de alteração.

5.1.4 - Suíte Leopoldina (NP3g2lp)

A denominação Suíte Leopoldina é aqui aplicada para um conjunto de corpos compostos por rochas charnockíticas, com ampla ocorrência regional. A denominação “granada charnockito” utilizada em outros trabalhos é imprópria, já que a grande maioria dos afloramentos desta unidade as rochas não apresentam tal mineral. Também será levantada a questão da nomenclatura a ser utilizada para tais rochas.



Figura 5.3 - Ortogneisse migmatítico (Ponto 71, 7677150N/774126E)



Figura 5.4 - A) contato entre as duas fácies de Ortognaise Porfirítico; B) detalhe da fácies rica em fenocristais com veio da fácies fina, rica em matriz. Localização: Cachoeira Fazenda da Vargem (Ponto 34, 7681711N/779839E)

5.1.4.1 - Sobre a Nomenclatura

Na descrição das rochas charnockíticas da Suíte Leopoldina, decidiu-se por evitar os termos enderbito, jotunito, opdalito e manjerito, considerando que a maioria destes é pouco utilizada, ou mesmo desconhecida por muitos geólogos. Optou-se por adotar para estes granitóides com assembléia mineral desidratada o esquema de Frost & Frost (2008), muito mais simples, que utiliza o termo charnockito acompanhado do adjetivo apropriado de acordo com a classificação para rochas ígneas da IUGS. Deste modo, por exemplo, um termo como “opdalito” é substituído por “charnockito granodiorítico”. Onde não especificado, os termos charnockito e granitóide charnockítico são usados em senso amplo para se referir à Suíte Leopoldina.

5.1.4.2 -A Suíte Leopoldina na Folha Carangola

Os granitóides charnockíticos da Suíte Leopoldina afloram em corpos lenticulares a sigmoidais, de direção NNE-SSW, preferencialmente encaixados ao longo dos contatos entre o Grupo Andrelândia e o Complexo Juiz de Fora.

Os granitóides charnockíticos possuem coloração esverdeada e ampla variação composicional e granulométrica (Figura 5.5A e 5.5B). A granulação varia de fina a grossa, enquanto a composição varia de granítica a tonalítica, passando por granodiorítica e diorítica (ver item 5.4). É interessante ressaltar que granulação e composição não são correlacionáveis, ou seja, independentemente de sua composição, a rocha pode apresentar grão fino, médio ou grosso.

O desenvolvimento da foliação é irregular e, em geral, as rochas em afloramento aparentam um aspecto maciço (Figura 5.5A e 5.5B). Entretanto, em uma observação mais detalhada, ou nos casos de afloramentos intemperizados, é possível constatar a presença da foliação regional impressa nas rochas

da Suíte Leopoldina (Figura 5.5D). Nas raras exposições onde a foliação é bem desenvolvida e evidente, observa-se o alinhamento das palhetas de biotita, com cristais de piroxênio, anfibólio, quartzo e feldspato estirados na mesma direção. Localmente, cristais centimétricos de plagioclásio, feldspato potássico, ortopiroxênio e anfibólio conferem à rocha uma textura. Esta mesma rocha porfirítica pode exibir textura protomilonítica, com porfiroclastos de anfibólio, plagioclásio, feldspato potássico e ortopiroxênio rotacionados e formando sombra de pressão (Figura 5.5D).

A associação mineralógica dos granitóides charnockíticos é dada por proporções variáveis de quartzo, plagioclásio, feldspato potássico, hornblenda, hiperstênio e clinopiroxênio. Independentemente da sua granulação ou composição química, os granitóides charnockíticos sempre apresentam a associação mineralógica descrita acima. A textura varia de granoblástica a, subordinadamente, nematoblástica. Tanto a hornblenda quanto a biotita derivam da alteração dos piroxênios (figura 10E). A hornblenda possui coloração marrom a castanho, indicando enriquecimento em titânio (confirmado pela associação com titanita). O hiperstênio é o piroxênio mais frequente. Ambos os piroxênios (orto e clinopiroxênio) apresentam intensidade de alteração variável, de moderada a alta. O feldspato potássico apresenta-se parcialmente alterado, com formação de sericita. O plagioclásio encontra-se moderadamente saussuritizado (carbonato e sericita são os principais produtos desta alteração, epidoto ocorre de forma subordinada), apresenta geminação polissintética e raro intercrescimento antipertítico. Localmente, observa-se a cristalização de quartzo vermiforme no contato entre os feldspatos. O quartzo sempre apresenta extinção ondulante e outras feições de recristalização metamórfica, tais como quartzo fitado e subgranulação.

A mineralogia acessória dos granitóides charnockíticos da Suíte Leopoldina consiste em apatita, zircão, opacos, titanita e granada. A apa-

tita tem granulação fina e é o mineral acessório mais comum, sendo observado em todas as amostras, ocorrendo em cristais com o típico *habitus* hexagonal-arredondado. O zircão ocorre em cristais prismáticos curtos e em grãos arredondados. Os minerais opacos descritos foram ilmenita e hematita que ocorrem em cristais anédricos de granulação fina a média. Comumente, os minerais

opacos apresentam-se associados aos piroxênios, como produto de alteração destes. Em um único local foi observada a cristalização de pequenos grãos de pirita no plano de uma fratura de alívio (Figura 5.5F). A granada ocorre raramente.

Apesar da aparente homogeneidade da Suíte Leopoldina, ela pode ser subdividida, em termos petrográficos, em três conjuntos de litotipos,

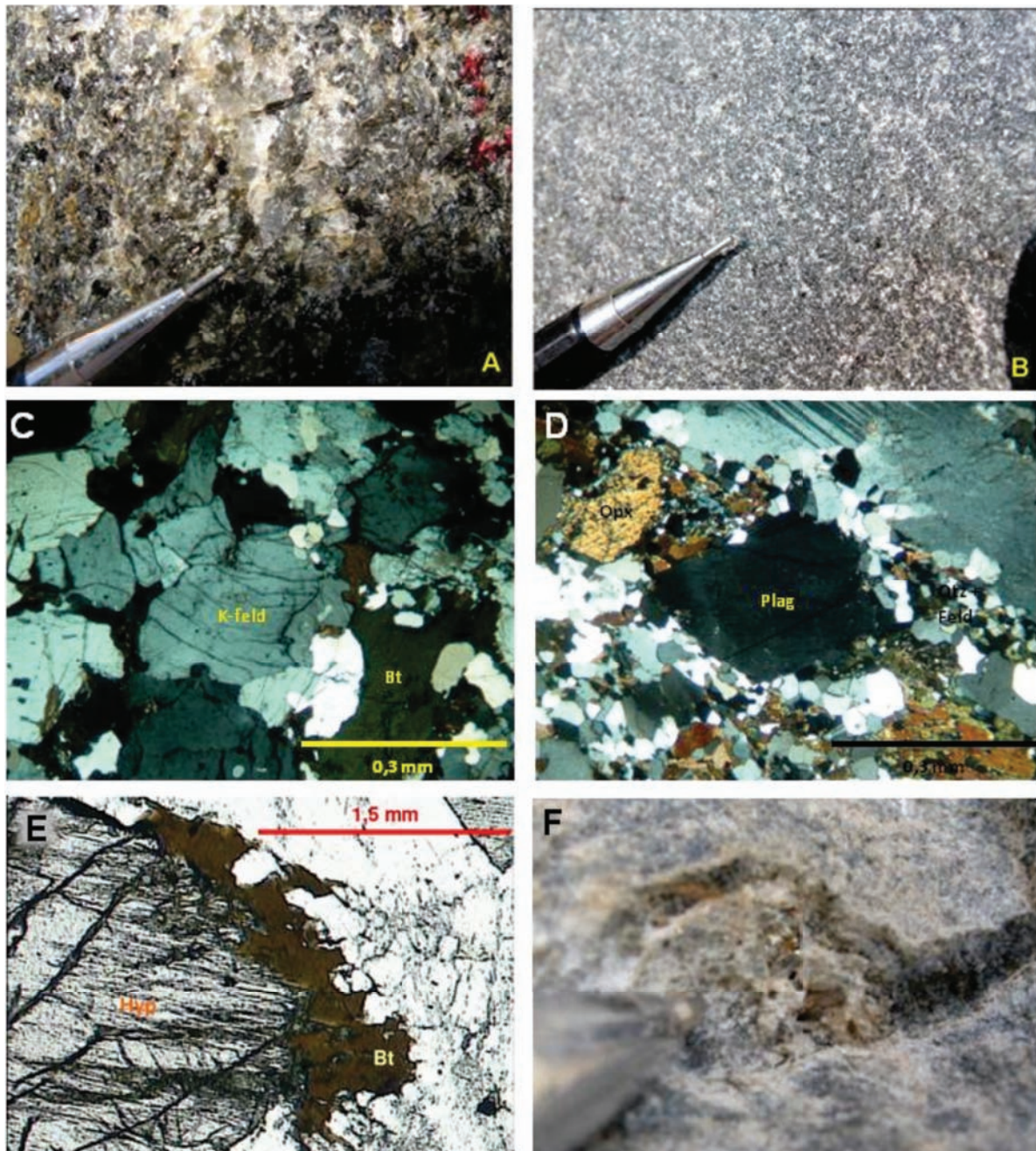


Figura 5.5 - Feições dos granitóides charnockíticos da Suíte Leopoldina. (A) charnockito de granulação grossa (Ponto 1694, 7700329N/808072E); (B) charnockito de granulação fina apresentando aspecto maciço (Ponto 1632, 7697355N/808001E); (C) fotomicrografia de charnockito de granulação média e texturas de deformação intracristalina (K-feld=feldspato potássico, Bt=biotita); nicóis cruzados (Ponto 45, 7680666N/799321E); (D) fotomicrografia de charnockito protomilonítico, destaque para o porfiroclasto de plagioclásio (Plag) apresentando sombra de pressão; nicóis cruzados (Ponto 970, 7675995N/792001E); (E) fotomicrografia mostrando alteração de hiperstênio (Hyp) para biotita (Bt); nicóis cruzados (Ponto 45, 7680666N/799321E); (F) cristal de pirita em espelho de falha (Ponto 447, 7716977N/795441E)

conforme as proporções modais de quartzo, feldspato potássico, plagioclásio e minerais máficos. Após a confirmação dada pelos dados químicos, estes conjuntos foram denominados como ácido, intermediário e básico, em vista de seus diferentes conteúdos de SiO_2 (vide item 5.4). Em média, o conjunto ácido (Figuras 5.6A e 5.6B) é constituído de quartzo (38%), feldspato potássico (26%), minerais máficos (piroxênios + hornblenda + biotita + opacos = 21%) e plagioclásio (16%). O conjunto intermediário (Figuras 5.6C e 5.6D) é constituído, em média, por 33% de minerais máficos (piroxênios + hornblenda + biotita + opacos), 27% de plagioclásio, 26% de quartzo e 12% de feldspato potássico. A proporção

modal para o conjunto básico (Figuras 5.6E e 5.6F) é dada por 40% de minerais máficos (piroxênios + hornblenda + biotita + opacos), 29% de plagioclásio, 18% de quartzo e 13% de feldspato potássico. Apesar da variação na proporção modal dos conjuntos ácido, intermediário e básico, nota-se grande similaridade em suas características texturais e estruturais (Figuras 5.6B, 5.6D e 5.6F). Vale ressaltar que os afloramentos da Suíte Leopoldina são muito homogêneos, com a rara exceção do ponto 1247 (7694979N/804794E), onde a rocha ácida exibe encraves básicos.

Os granitóides charnockíticos apresentam encraves decimétricos a métricos de granada-biotita gnaiss bandado (Figuras 5.7B, 5.7C e 5.7D),

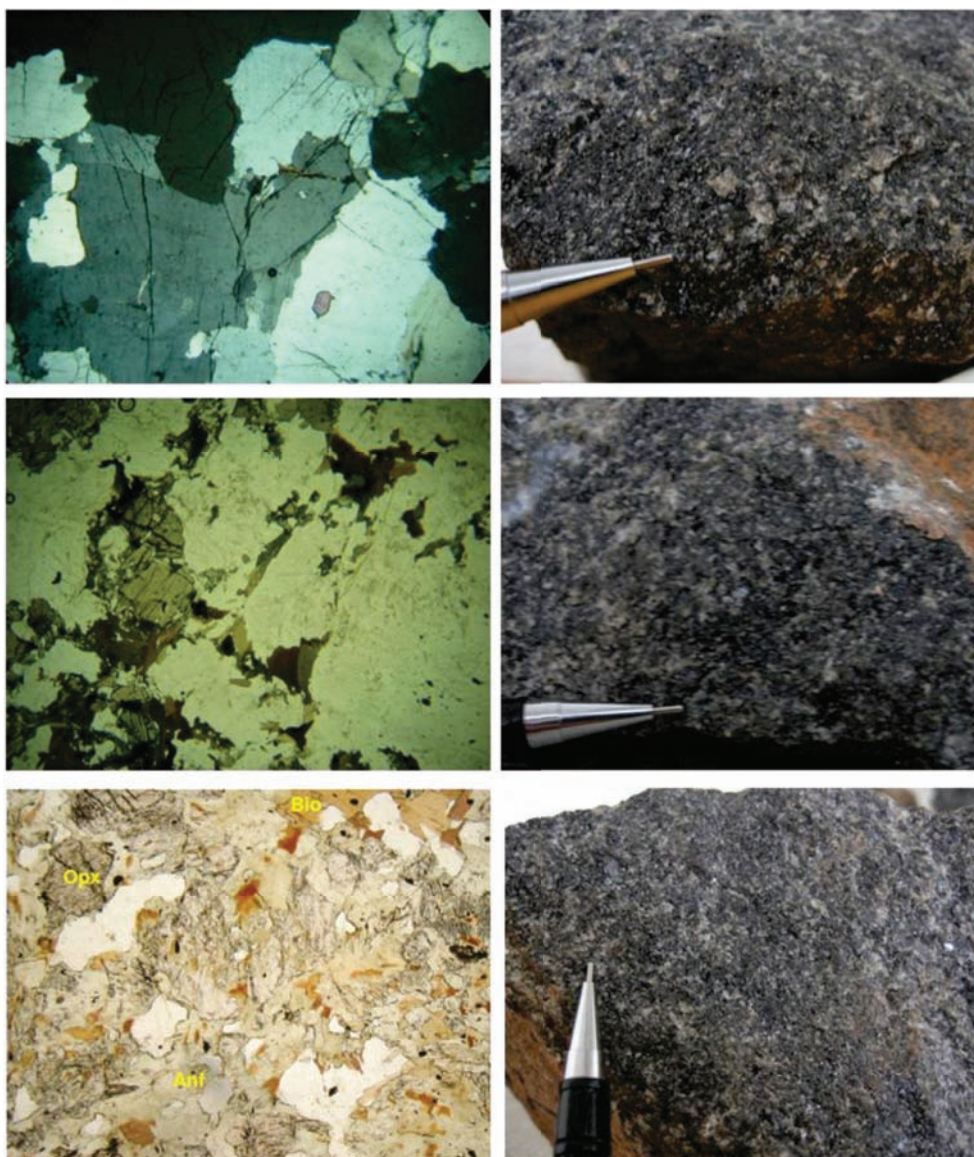


Figura 5.6 - Os tipos composicionais da Suíte Leopoldina. A) fotomicrografia de amostra do conjunto ácido (K-feld=feldspato potássico, plag=plagioclásio, qtz=quartzo; ponto 1247, 7694979N/804794E; nicóis cruzados); B) amostra de mão de rocha do conjunto ácido (Ponto 37, 7680337N/782664E); C) fotomicrografia de amostra do conjunto intermediário (plag=plagioclásio, qtz=quartzo, opx=ortopiroxênio, bt=biotita; ponto 36, 7680412N/781017E; nicóis paralelos); D) amostra de mão de rocha do conjunto intermediário (Ponto 36, 7680412N/781017E); E) fotomicrografia de amostra do conjunto básico; hornblenda e biotita cristalizam a partir da alteração do clinopiroxênio e hiperstênio (Opx=ortopiroxênio, Bio=biotita, Anf=anfíbólio; ponto 1222, 7691791N/807029E; nicóis paralelos); F) amostra de mão de rocha do conjunto básico (Ponto 46, 7682174N/797183E)

interpretados como xenólitos do Grupo Andrelândia. A associação mineralógica deste gnaiss é dada por quartzo, feldspato potássico, plagioclásio, granada e biotita. No contato do enclave gnáissico com o granitóide charnockítico pode ocorrer uma zona de

contaminação neste último, com o aparecimento de granada (Figura 5.7C).

O termo metamorfismo deve ser abordado com cuidado quando as rochas em questão são granitóides, em particular aqueles que sofreram

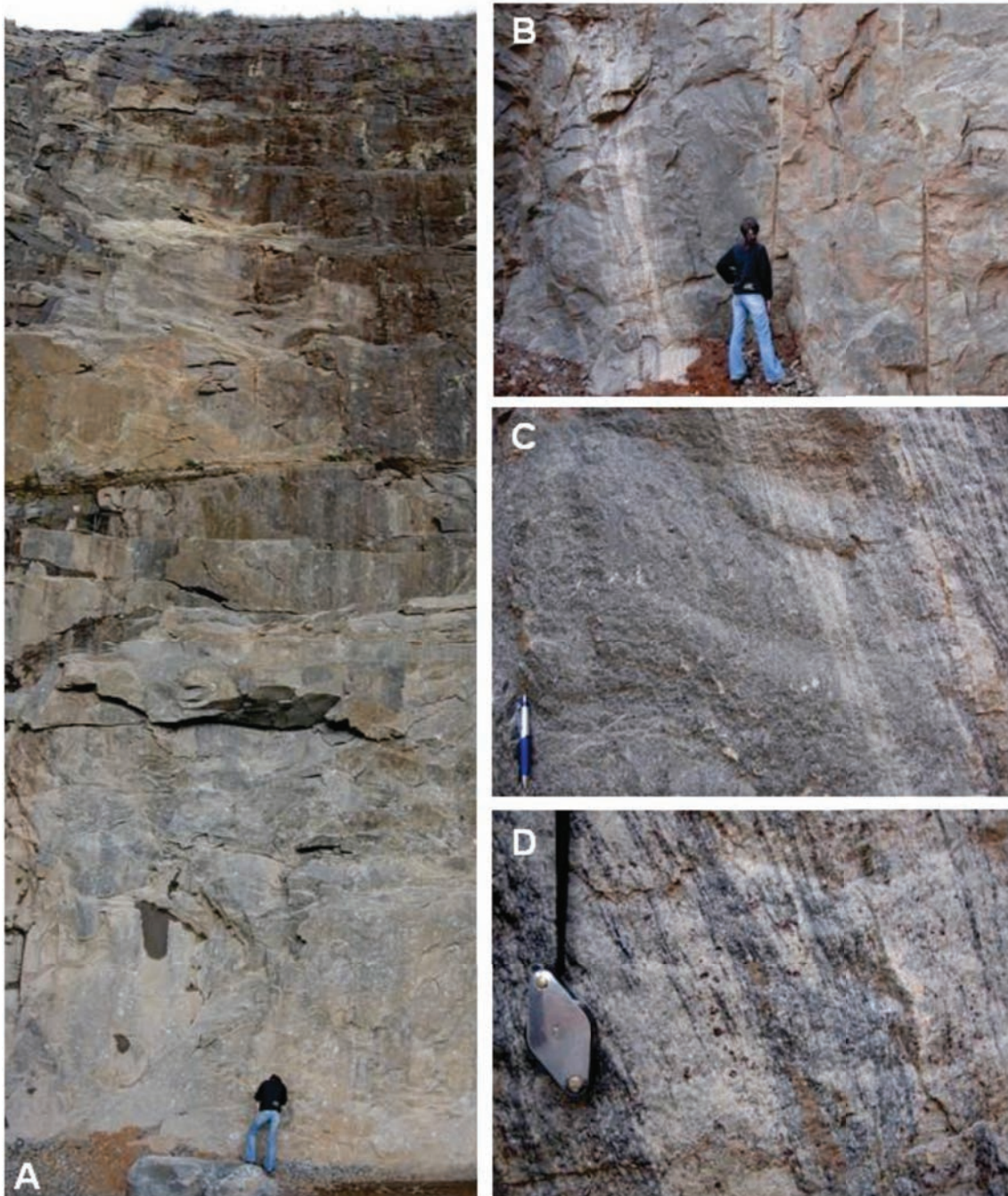


Figura 5.7 - Pedreira de granitóide charnockítico da Suíte Leopoldina na saída norte da cidade de Divino (Ponto 447, 7716977N/795441E). (A) notar a homogeneidade do granitóide charnockítico; (B) enclave métrico de granada-biotita gnaiss bandado no granitóide charnockítico; (C) zona de contato entre enclave de granada-biotita gnaiss e granitóide charnockítico; (D) detalhe do enclave de granada-biotita gnaiss

a deformação regional em condições PT similares àquelas da cristalização de suas paragêneses ígneas. Pode-se afirmar que os granitóides da Suíte Leopoldina sofreram deformação e metamorfismo nestas condições. Os granitóides charnockíticos

apresentam associação mineralógica dada por plagioclásio + quartzo + ortoclásio + hiperstênio + clinopiroxênio, orientados na foliação regional. Apesar de comumente ocorrerem deformados, estes granitóides podem apresentar características ígneas

preservadas para a mesma paragênese, indicando que a deformação e recristalização associada se deram em condições similares às da cristalização magmática e equivalentes à fácies granulito.

5.1.5 - Suíte Pangarito (NP3g2pa)

Esta unidade representa a continuidade para norte dos granitóides tipo-S denominados por Noce *et al.* (2003) na Folha Muriaé 1:100.000 como Granito Pangarito. É representada por rochas graníticas granadíferas com marcante heterogeneidade composicional, que apresentam quatro fácies (em ordem decrescente de abundância): granada-biotita granito, granada leucogranito, leucogranito rosa gnaissificado e charnockito. Estas fácies não são delimitáveis em mapa em escala regional.

A rochas desta suíte ocorrem encaixadas no Grupo Andrelândia e Complexo Juiz de Fora, aflorando por toda a região mapeada. Os granitóides ocorrem ora foliados, ora isotrópicos e podem apresentar estruturas ígneas preservadas, tais como fenocristais

euédricos de feldspato e feições de fluxo ígneo. Nas zonas de contato com as rochas encaixantes comumente desenvolvem textura milonítica.

A fácies granada-biotita granito (Figuras 5.8A e 5.8B) pode exibir orientação marcante dada por fluxo ígneo (Figura 5.8D). A granulação da matriz varia entre fina e grossa. Apresenta fenocristais centimétricos, euédricos a subédricos, de feldspato potássico. Localmente, ocorrem encaves de granada-biotita gnaiss (do Grupo Andrelândia) que são interpretados como restitos da fusão parcial do protólito destes granitóides. O granada-biotita granito é composto essencialmente por quartzo, feldspato potássico, biotita e plagioclásio. Os minerais acessórios são apatita, zircão, granada, moscovita e opacos. Saussuritização é o processo de alteração mais comum nessa rocha, ocorrendo também substituição da biotita por moscovita. O feldspato potássico apresenta-se pertítico. No contato entre os feldspatos há o desenvolvimento de mirmequita.

O granada leucogranito possui cor branca e granulação fina a média (Figuras 5.8C 5.8E),

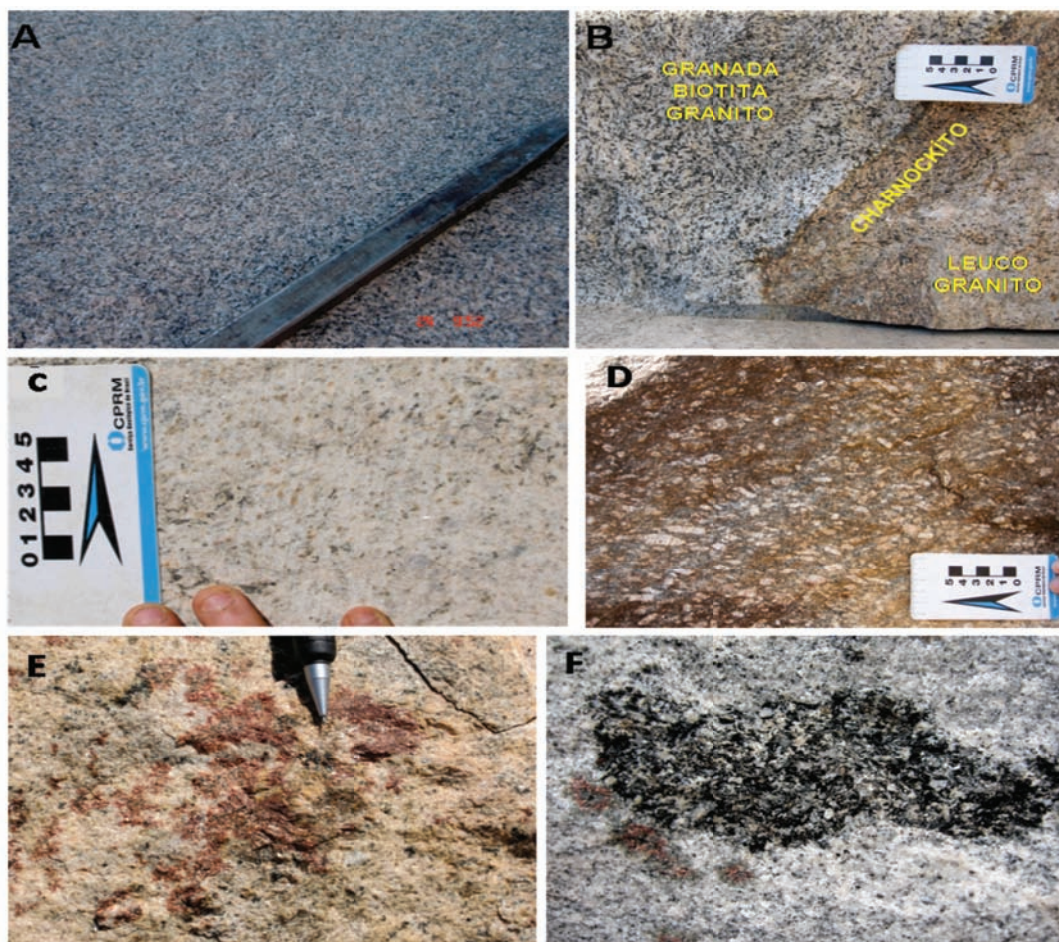


Figura 5.8 - Feições da Suíte Pangarito. (A) aspecto isotrópico do granada-biotita granito de granulação fina (Ponto 1265, 7692474N/795284E); (B) desenvolvimento de fácies charnockítica no contato entre as fácies leucogranito e granada-biotita granito (Ponto 1669, 7698542N/789173E); (C) detalhe da fácies leucogranito (Ponto 1669, 7698542N/789173E); (D) orientação por fluxo ígneo de cristais de feldspato potássico no granada-biotita granito (Ponto 1669, 7698542N/789173E); (E) detalhe da porção granadífera da fácies leucogranito (Ponto 1669, 7698542N/789173E); e (F) encave biotítico na fácies leucogranito (Ponto 1799, 7696665N/805156E)

podendo apresentar encraves máficos compostos por granada e biotita (Figura 5.8F). O leucogranito apresenta textura porfirítica dada por fenocristais euédricos centimétricos de feldspato potássico micropertítico e granada. A matriz consiste essencialmente de quartzo, plagioclásio, biotita, feldspato potássico e granada. Os minerais acessórios são zircão, titanita, apatita e opacos. Esta fácies pode exibir estrutura bandada, caracterizada pela alternância de bandas quartzo-feldspáticas com bandas ricas em biotita e granada (Figura 5.9A). O leucogranito faz contatos irregulares com o granada-biotita granito (Figuras 5.9B e 5.9D).

O leucogranito rosa gnaissificado tem ocorrência e as relações de contato com as demais fácies não foi observado. Apresenta bandamento milimétrico a centimétrico e granulometria média a grossa. A coloração rosa é evidenciada nas bandas félsicas ricas em feldspato potássico. As feições de deformação são evidentes nesta

rocha, tanto em afloramento (cristais de quartzo e feldspato estirados, bandamento marcante; figura 14C) quanto em escala microscópica (extinção ondulante, geminação recurvada ou interrompida e recristalização de subgrãos de quartzo). A rocha possui textura granoblástica e é composta por feldspato potássico (microclina e ortoclásio), quartzo, plagioclásio, biotita e apatita. A microclina comumente ocorre micropertítica. Moscovita, sericita e carbonato são minerais secundários.

A fácies charnockítica se restringe a uma auréola desenvolvida no contato entre as fácies granada-biotita granito e granada leucogranito (Figura 5.8B). Esta auréola é delgada, com espessura variável entre 5 e 20 cm, e possui ocorrência extremamente restrita. A fácies charnockítica apresenta coloração esverdeada e granulação grossa. Sua composição mineralógica é dada por quartzo, biotita, plagioclásio, feldspato potássico, ortopiroxênio e rara granada.

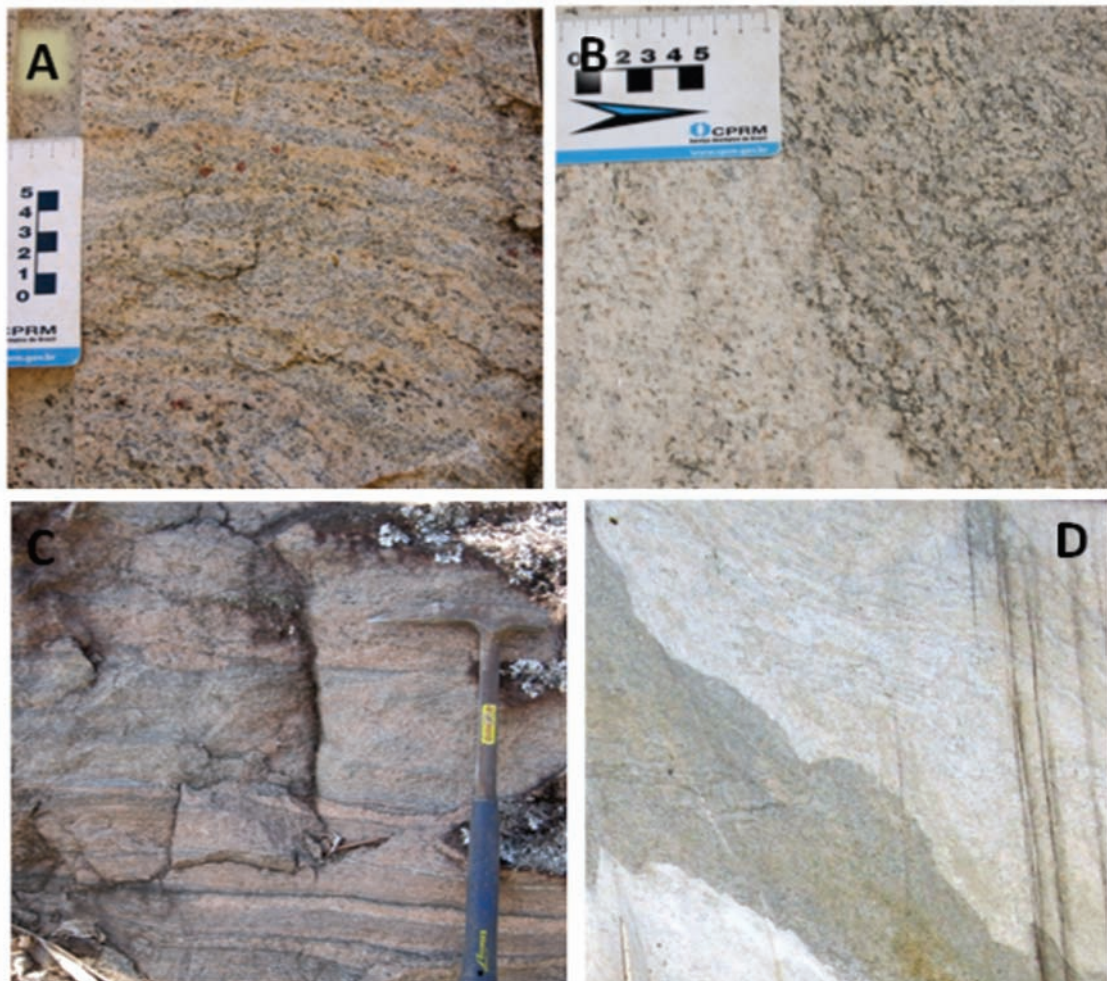


Figura 5.9 - Feições da Suíte Pangarito: (A) estrutura bandada na fácies leucogranito (Ponto 1669, 7698542N/789173E); (B) contato entre as fácies leucogranito e biotita granito (Ponto 1669, 7698542N/789173E); (C) bandamento gnáissico da fácies leucogranito rosa (Ponto 1592, 7698885N/794216E); (D) contato irregular entre as fácies leucogranito e biotita granito (Ponto 1669, 7698542N/789173E)

5.1.6 - Depósitos aluvionares (N4a)

Os depósitos aluvionares são pouco expressivos, ocorrendo localmente às margens dos cursos de água mais expressivos (ex. Rio Carangola). São compostos essencialmente por areia fina a média e argila, com seixos em menor quantidade. Outros depósitos fanerozóicos, como sedimentos elúvio-coluviais, ocorrem em meia encosta de morros e planícies.

5.2 - METAMORFISMO

Estudos de geotermobarometria realizados em regiões adjacentes, para amostras de rocha básica e de leucossoma migmatítico do Complexo Juiz de Fora, estabeleceram que o pico metamórfico foi atingido em condições de P e T por volta de 8 kbar e 880°C. Isto implica que o metamorfismo ocorreu na crosta inferior a uma profundidade de cerca de 25 km (Costa 1998, Tsunogae *et al.* 2002).

Estudos termométricos foram realizados para duas amostras da Suíte Leopoldina, uma de composição intermediária (amostra T-15, ponto 970, 7675995N/792001E - ver item 5.4), outra de composição básica (amostra R-5, ponto 957,

7687784N/800840E – ver item 5.4). No diagrama da Figura 15 são apresentadas isotermas para a temperatura de cristalização de piroxênios de charnockitos de diversas partes do mundo (Frost & Frost 2008). As análises de piroxênio da Suíte Leopoldina tendem aos campos da Suíte Utsalik (Quebec, Canadá), e indicam uma temperatura em torno de 775-800°C, variando para isoterma de 808 a 967°C (temperatura compatível às obtidas para o plagioclásio). As duas medidas equivalentes à isoterma de 808 a 967°C (R5-C9-CP-2 e T15-C7-OP-3; figura 5.10) são análises de borda de cristal, podendo representar recristalização metamórfica na fácies granulito. Este tipo de análise, porém, é pouco preciso e pode proporcionar erros significativos. Para um cálculo geotermométrico mais minucioso foi utilizado o programa PTmafic (2.0), segundo a metodologia descrita por Brey & Köhler (1990) com número de íons baseado em seis cargas negativas de oxigênio. A temperatura obtida para análises realizadas no centro dos cristais de piroxênio foi de $1006,71 \pm 26^\circ\text{C}$ (assumida como a temperatura de cristalização magmática da Suíte Leopoldina), e a temperatura obtida para análises realizadas na borda dos cristais foi de $741,48 \pm 26^\circ\text{C}$ (assumida como a temperatura de estabilidade para o metamorfismo granulítico).

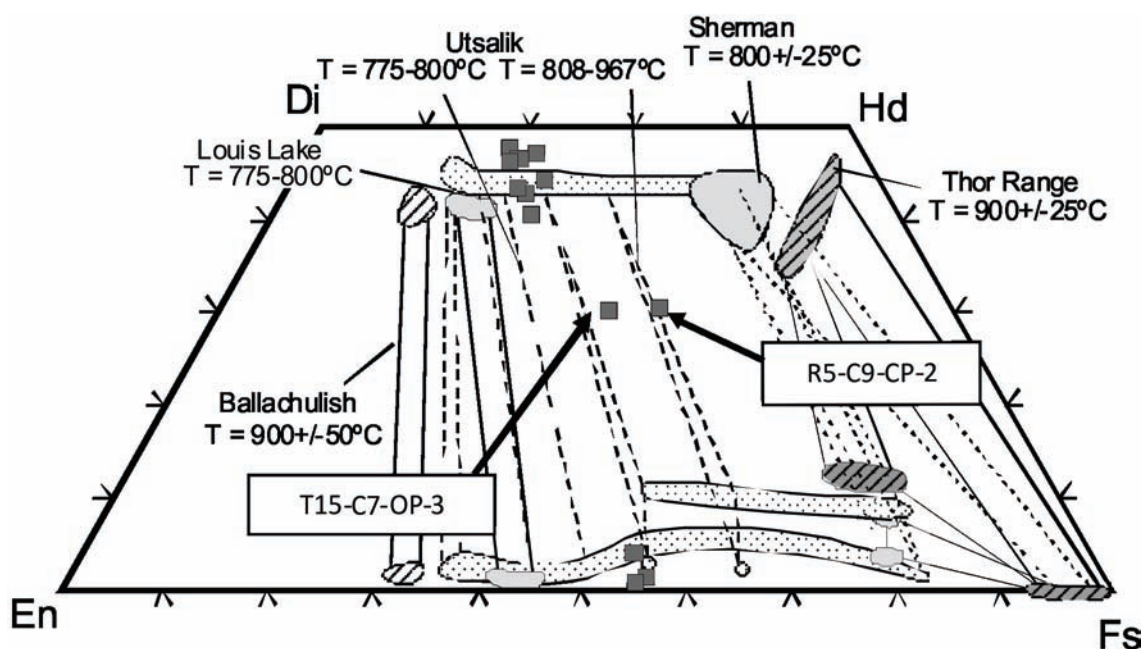


Figura 5.10 - Diagrama composicional para análise de química mineral em cristais de piroxênio de amostras da Suíte Leopoldina (quadrados) e algumas suítes charnockíticas do mundo (Frost & Frost 2008)

A paragênese do paragnaisse, com granada, feldspato potássico, sillimanita e ortopiroxênio é indicativa de um metamorfismo da fácies granulito, que segundo Schultz-Kuhnt *et al.* (1990) ocorreu a temperaturas entre 750 e 900°C e pressões no intervalo 8-10 kbar.

A principal conclusão que se tira destes dados é que o metamorfismo Brasileiro atingiu a fácies granulito na área, e que as condições de pico de P-T são semelhantes ou ligeiramente inferiores às obtidas nas rochas do embasamento transamazônico. Caso assumamos a proposição de

Duarte (1998) e Duarte & Heilbron (1999), segundo a qual as rochas do Complexo Juiz de Fora foram metamorfasadas na fácies granulito em um evento pré-brasiliano, estaria-se diante do registro de dois eventos metamórficos da fácies granulito.

5.3 - GEOLOGIA ESTRUTURAL

Este item apresenta a descrição e interpretação dos acervos de estruturas observadas na área mapeada. A partir da análise dessas estruturas foram identificadas duas etapas deformacionais: a deformação D1, principal, e a deformação D2, tardia.

Em escala regional, a deformação principal (D1) representa a etapa de maior encurtamento crustal e foi responsável pela compartimentação tectônica da faixa orogênica (Heilbron *et al.* 2003a, Alkmim *et al.* 2006). Durante D1 os litotipos do embasamento e da cobertura metassedimentar foram conformados em escamas tectonicamente interdigitadas, orientadas predominantemente na direção NNE-SSW. Esta interdigitação pode ser verificada tanto em afloramento como na escala de mapa, resultando em um conjunto de lentes amendoadas. Muitos corpos granitóides também mostram tendência à forma amendoada, alongada segundo NNE.

A segunda fase de deformação (D2) se manifesta em continuidade ao encurtamento crustal D1, quando ocorre o escape lateral de massa, hoje materializado nas grandes zonas de cisalhamento regionais de direção NNE-SSW (*e.g.*, Zona de Cisalhamento de Manhuaçu; Noce *et al.* 2003, Alkmim *et al.* 2006).

A Folha Carangola pode ser dividida em dois domínios estruturais, destacando a Zona de Cisalhamento de Manhuaçu do restante da área (Figura 5.11).

A idade da deformação principal responsável está bem balizada pelas determinações geocronológicas que posicionam o pico metamórfico brasileiro em torno de 585-565 Ma. Durante o encurtamento do orógeno, no estágio sin-colisional, é que seriam gerados os dobramentos e empurrões com vergência para oeste em um sistema transpressivo destrai. A Zona de Cisalhamento de Manhuaçu associa-se aos grandes movimentos transcorrentes que representam a expressão tardia da colisão, gerados em processo de tectônica de escape (Costa *et al.* 1998, Peres *et al.* 2004). Estruturas distensivas da fase de colapso do orógeno, datada em torno de 520-500 Ma, são incomuns na área.

5.3.1 - Fase de Deformação D1

A fase de deformação principal (D1) foi responsável pela geração da foliação principal (Sn), pela lineação mineral e de estiramento *downdip* a oblíqua contida em Sn, pelo dobramento e

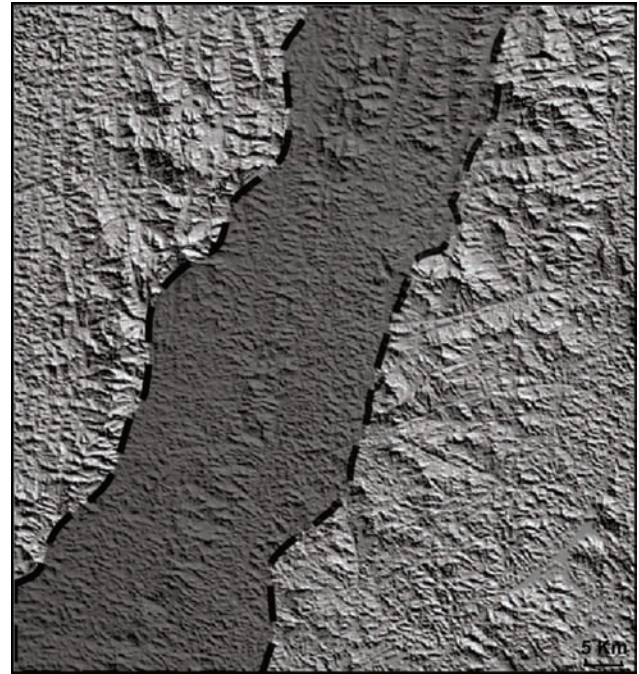


Figura 5.11 - Imagem de relevo sombreado da Folha Carangola, em destaque o domínio estrutural da Zona de Cisalhamento de Manhuaçu

arqueamento de Sn e pelo imbricamento tectônico das unidades geológicas. A deformação D1 evoluiu sincronicamente ao metamorfismo progressivo regional da Orogênese Brasileira.

O estilo estrutural da deformação principal varia muito nas diferentes unidades. A grande heterogeneidade reológica caracteriza o desenvolvimento de estruturas diferentes para cada litotipo (Figura 5.12). Por exemplo, enquanto a foliação é marcante e penetrativa nos gnaisses da cobertura metassedimentar e do embasamento, nos charnockitos da Suíte Leopoldina ela é pouco evidente.

A foliação Sn é a principal estrutura da área, ocorre paralela ao bandamento e contém a lineação mineral e de estiramento. Apesar de Sn estar diferencialmente representada nas diferentes unidades (Figuras 5.12 e 5.13), sua atitude apresenta grande regularidade nos diversos litotipos (direção entre NNW e NNE; mergulhos médios a altos, com valores médios em torno de 50°; figuras 5.13A e 5.13B).

A figura 5.13 apresenta estereogramas individualizando as medidas da foliação Sn para cada unidade. O Complexo Juiz de Fora e o Grupo Andrelândia apresentam extrema similaridade tanto na distribuição do diagrama de pólos (figuras 5.13D e 5.13E) quanto na atitude média calculada para a foliação. As unidades granitóides (Suíte Pangarito e Suíte Leopoldina) apresentam maior espalhamento nos diagramas de pólos (figuras 5.13F e 5.13G), mas nota-se que ambas as suítes seguem a tendência regional.

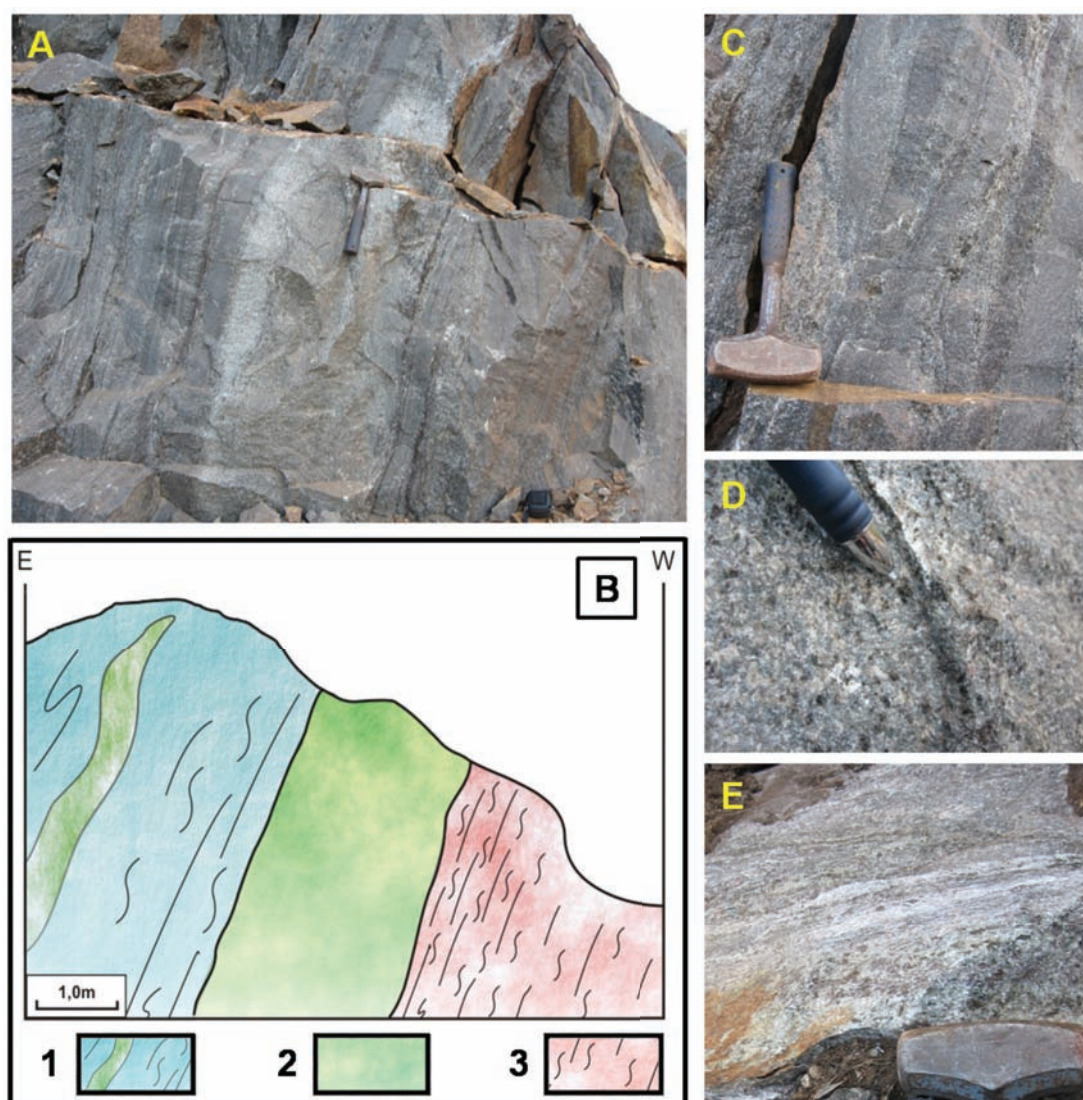


Figura 12: Afloramento localizado 1 km a norte de Pedra Bonita onde é possível visualizar o contato entre três litotipos, assim como seu comportamento reológico perante a deformação. A) foto mostrando a zona de contato, representado no perfil esquemático B (1, ortogneisse bandado do Complexo Juiz de Fora com veio charnockítico, 2, charnockito da Suíte Leopoldina, e 3, paragneisse do Grupo Andrelândia); C) foto de detalhe do ortogneisse bandado do Complexo Juiz de Fora; D) foto do charnockito da Suíte Leopoldina, maciço a pouco foliado, rico em granada junto ao contato com o paragneisse; E) foto do paragneisse milonítico do Grupo Andrelândia em contato com charnockito da Suíte Leopoldina

Embora muito localmente o ortogneisse do Complexo Juiz de Fora possa preservar uma foliação mais antiga (Figura 5.14A), esta tende a ser completamente transposta pela foliação S_n , a qual paraleliza-se ao bandamento composicional. Próximo ao contato com os demais litotipos (principalmente com o paragneisse do Grupo Andrelândia) o ortogneisse adquire texturas miloníticas e o ângulo de mergulho da foliação S_n aumenta. O processo de milonitização desenvolveu-se tanto na fase deformacional D1 quanto em D2, ou seja, relacionada tanto ao empacotamento das unidades em escamas tectônicas, quanto às zonas de cisalhamento transcorrentes tardias. As feições miloníticas desenvolvidas são porfiroclastos oclares de ortopiroxênio, clinopiroxênio, quartzo,

feldspato potássico e plagioclásio (vide figura 5.1E, item 5.1.1). Os piroxênios comumente desenvolvem sombra de pressão preenchida por material quartzo-feldspático. Os feldspatos e o quartzo apresentam cauda de recrystalização. O feldspato potássico e o quartzo apresentam evidências de desenvolvimento de subgrãos. Cristais de plagioclásio apresentam geminação recurvada.

O paragneisse do Grupo Andrelândia apresenta foliação S_n penetrativa, também paralela ao bandamento composicional. Nas proximidades de contatos com as demais unidades (essencialmente com o ortogneisse do Complexo Juiz de Fora), o paragneisse adquire caráter milonítico a ultramilonítico e, assim como o Complexo Juiz de Fora, apresenta tendência à verticalização de

suas estruturas. As feições miloníticas observáveis são porfiroclastos oclares de quartzo, feldspato potássico (Figura 5.14C), plagioclásio e granada. Estes cristais maiores comumente desenvolvem sombra de pressão preenchida por quartzo e biotita, bem como cauda de recristalização. O quartzo ocorre ainda em grãos fitados, subgranulados (Figura 5.14D), com extinção ondulante.

Nos granitóides neoproterozóicos a foliação desenvolve-se de maneira irregular. Alternam-se faixas com foliação penetrativa e outras onde estruturas e texturas ígneas estão bem preservadas.

O desenvolvimento de uma lineação mineral e de estiramento associado à foliação S_n foi evidenciado em um número restrito de afloramentos (63 no total; figura 18H). Nota-se uma variação na obliquidade da lineação em relação à foliação. Grosso modo, há predomínio de medidas indicando lineação *downdip*

(relacionadas à D1) em relação à média geral. Porém, há uma quantidade relevante de lineações oblíquas, relacionadas às transcorrências D2.

Os indicadores cinemáticos observados no Complexo Juiz de Fora e Grupo Andrelândia foram analisados sempre quando associados à lineação mineral e de estiramento. A partir desta análise conclui-se que a movimentação relacionada à fase de deformação D1 se deu por cavalgamento de SE para NW.

As dobras originadas na fase deformacional principal são raramente observadas e ocorrem principalmente no Complexo Juiz de Fora e, subordinadamente, no Grupo Andrelândia. São dobras intrafoliais, decimétricas a métricas, apertadas a isoclinais, cujos eixos têm orientação ENE-SSW, com mergulhos baixos para um ou outro quadrante.

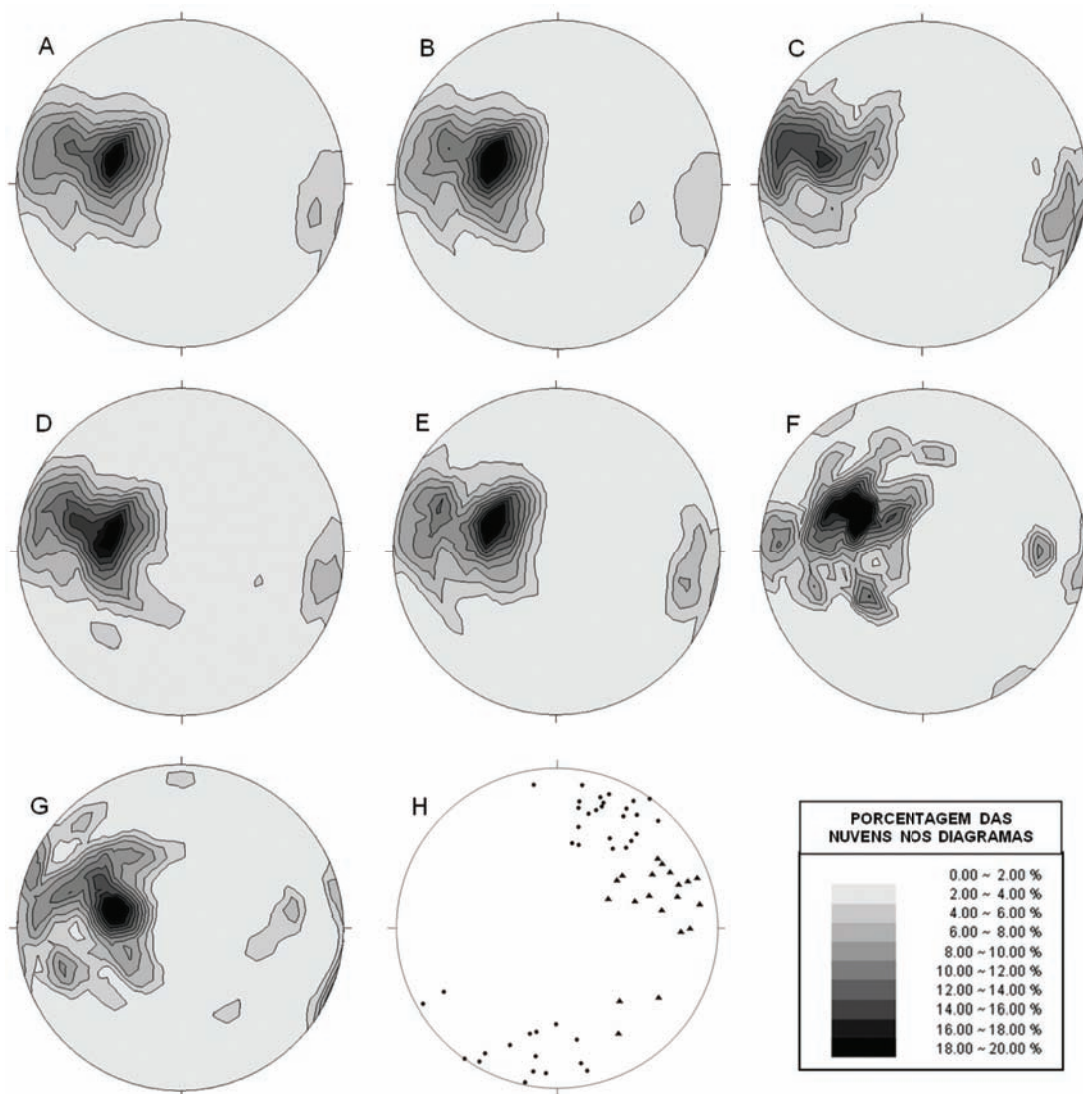


Figura 5.13 - Diagramas de contorno de pólos: A) Medidas gerais da foliação S_n+S_m (S_m =foliação milonítica; 698 medidas); B) Medidas gerais da foliação S_n (548 medidas); C) Medidas gerais da foliação milonítica S_m (149 medidas); D) Foliação S_n do ortogneisse Juiz de Fora (276 medidas); E) Foliação S_n do paragneisse Andrelândia (313 medidas); F) Foliação S_n da Suíte Leopoldina (43 medidas); G) Foliação S_n da Suíte Pangarito (62 medidas); H) Diagrama de pólos das medidas de lineação; triângulos correspondem às medidas para lineação gerada em D1 e círculos correspondem às medidas para lineação gerada em D2 (63 medidas)

5.3.2 - Fase de Deformação D2

A deformação D2, tardia, evoluiu após o auge do metamorfismo progressivo regional e foi responsável pelo desenvolvimento da Zona de Cisalhamento de Manhuaçu. No domínio dessa estrutura a foliação principal adquire caráter milonítico e tende a verticalizar-se. A lineação mineral gerada durante D2 possui baixo *rake* (veja figuras 5.13C e 5.13H), evidenciando o caráter direcional da movimentação tectônica, e

a maioria dos indicadores cinemáticos aponta para uma movimentação destral. Estes indicadores são principalmente representados por cristais de quartzo, plagioclásio e feldspato potássico sigmoidais.

Feições de deformação e milonitização desenvolvidas durante os processos de cisalhamento da fase D2 são apresentadas nas figuras 5.14B a 5.14E, demonstrando o seu caráter dúctil. Apenas localmente são encontradas estruturas de natureza dúctil-rúptil, representadas por *tension gashes*.

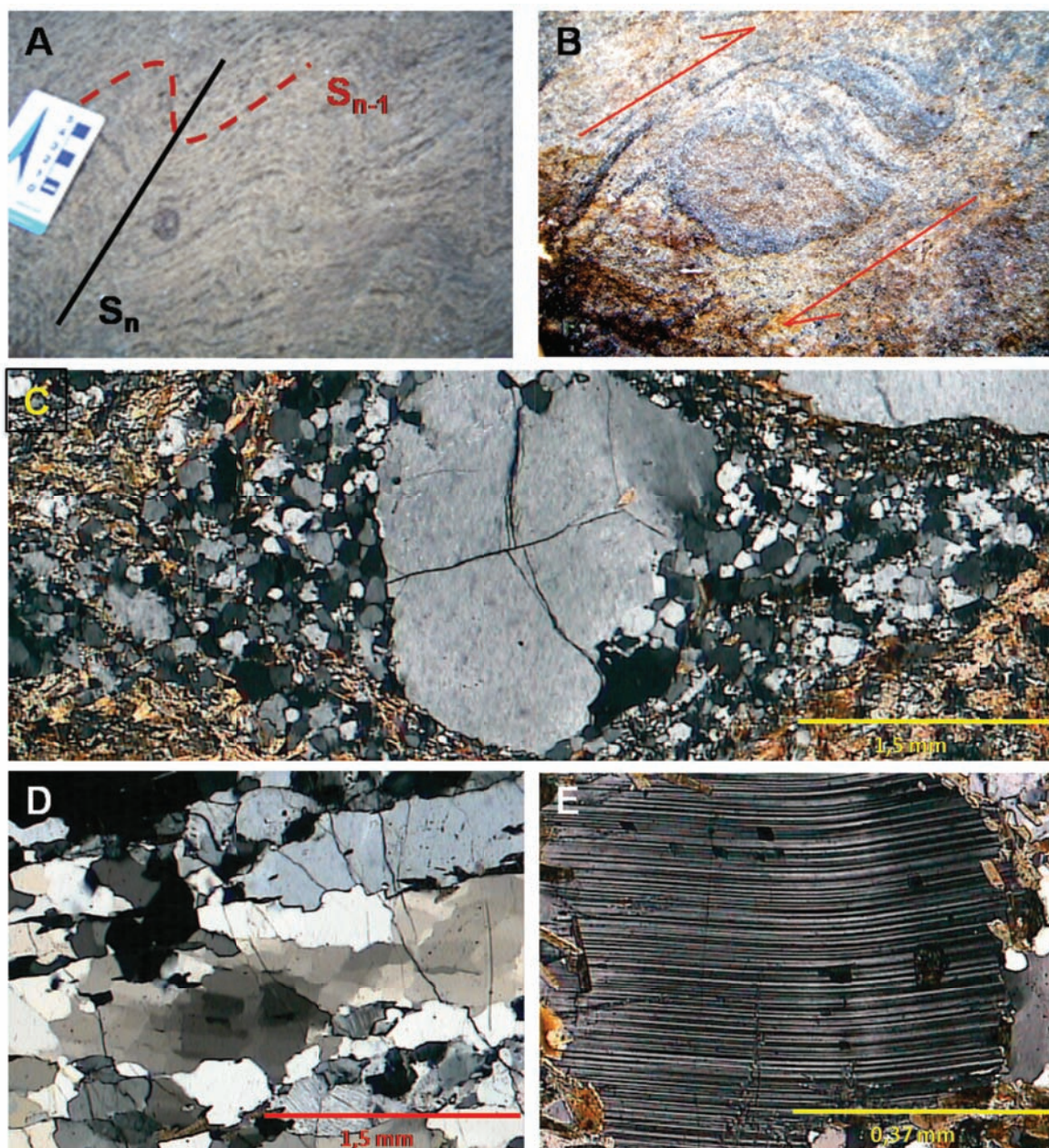


Figura 5.14 - A) Preservação de foliação mais antiga (S_{n-1}) no ortogneisse do Complexo Juiz de Fora (Ponto 1479, 7714865N/806449E). Feições de deformação e milonitização relacionadas ao cisalhamento durante a fase D2: B) Indicador cinemático em paragneisse do Grupo Andrelândia (Ponto 998, 7703544N/809687E); C) Fotomicrografia de porfiroclasto de feldspato potássico pertítico exibindo sombra de pressão e cauda de recristalização em paragneisse milonítico do Grupo Andrelândia; nicóis cruzados (Ponto 1570, 7711961N/791543E); D) Fotomicrografia de quartzo fitado, subgranuloso e com extinção ondulante em granito porfirítico milonitizado da Suíte Pangarito, nicóis cruzados (Ponto 1450, 7712870N/794052E); E) Fotomicrografia de cristal de plagioclásio com macla recurvada em paragneisse do Grupo Andrelândia; nicóis cruzados (Ponto 1571, 7715763N/794437E)

5.4 - GEOQUÍMICA

Este capítulo apresenta os estudos litoquímicos que foram realizados sobre nove amostras do ortogneisse bandado do Complexo Juiz de Fora (tabela 5.1) e 31 amostras dos granitóides charnockíticos da Suíte Leopoldina (tabela 5.2). Os dados foram tratados no programa Minpet 2.0 (1995).

As rochas charnockíticas da Suíte Leopoldina mostram variações petrográficas que sugerem uma variação sistemática desde termos graníticos (ácidos), passando por termos intermediários até termos básicos (vide item 5.1.4). No diagrama TAS, as rochas charnockíticas mostram grande variabilidade composicional, de gabróica a granítica (figura 20), confirmando as conclusões advindas dos estudos petrográficos.

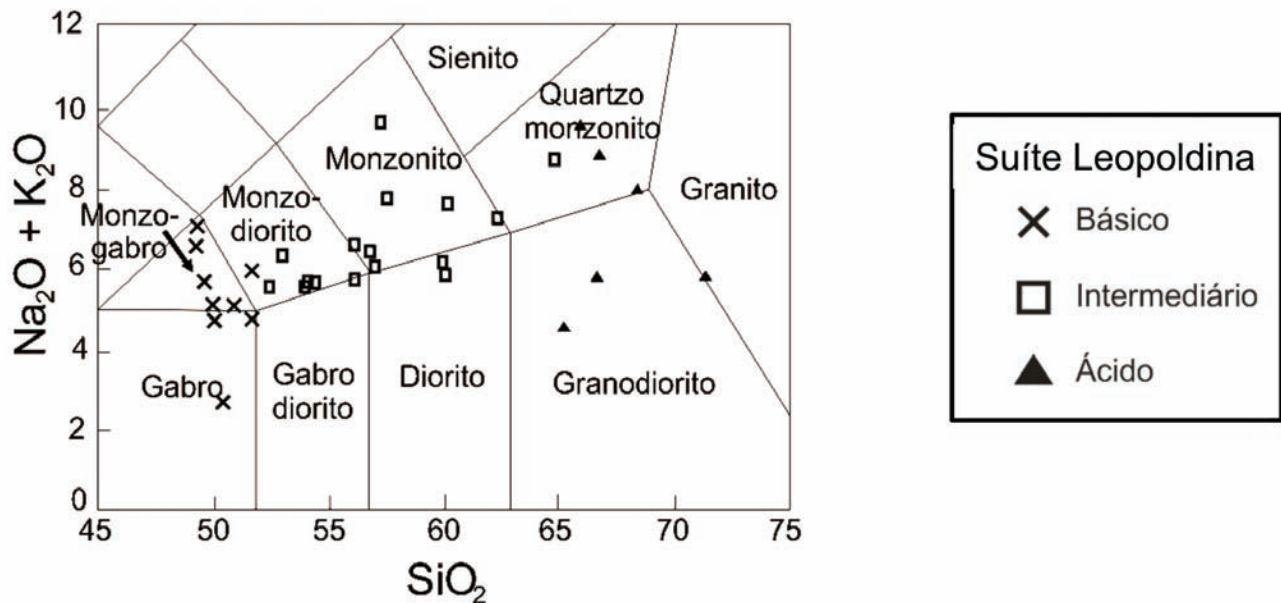


Figura 5.15 - Classificação das amostras da Suíte Leopoldina no diagrama TAS de Wilson (1989) e Xianhua et al. (2000), discriminadas quanto ao conteúdo em sílica (ácidas com teor de $\text{SiO}_2 > 65\%$; intermediárias $52\% < \text{SiO}_2 < 65\%$ e básicas $45\% < \text{SiO}_2 < 52\%$)

A distribuição das amostras da Suíte Leopoldina no diagrama AFM mostra um padrão de suíte cálcio-alcalina expandida (Figura 5.16).

No diagrama das séries cálcio-alcalinas as amostras da Suíte Leopoldina apresentam ampla distribuição pelos campos cálcio-alcalino

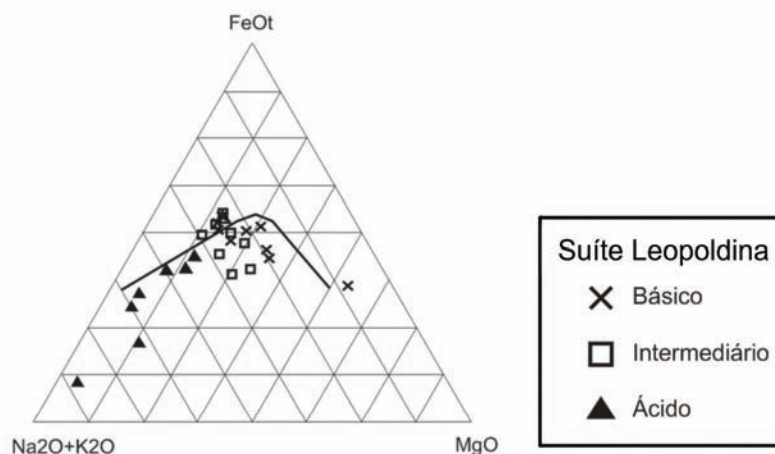


Figura 5.16 - Distribuição das amostras das rochas charnockíticas da Suíte Leopoldina, discriminadas quanto ao teor em sílica, no diagrama AFM de Jensen (1976). Símbolos iguais aos da figura 20

de alto potássio e shoshonítico, à exceção de três amostras (duas de natureza básica e uma ácida) que se situam na série cálcio-alcálica de médio potássio (Figura 5.17A). Quanto ao índice

de aluminosidade, a maioria das amostras são marcadamente metaluminosas, sendo que apenas três delas, dentre trinta e uma, situam-se no campo peraluminoso (Figura 5.17B).

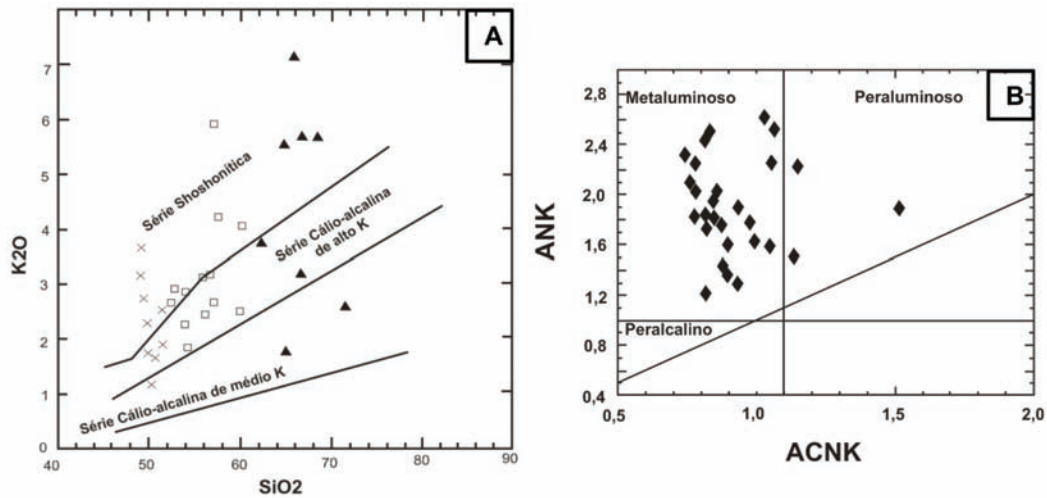


Figura 5.17 - A) Amostras da Suíte Leopoldina, discriminadas quanto ao teor de sílica (símbolos iguais aos da figura 20), lançadas no diagrama de séries cálcio-alcálicas de Rickwood (1989) e Le Maitre et al. (1989). B) Índice de aluminosidade (Shand 1947) para as amostras da Suíte Leopoldina

Nos diagramas de Harker (figura 23) são observadas boas correlações negativas de Fe, Ca, P, Mg, Ti e V em relação à sílica (Al, Na, Ni, Y, Ba e Sr também apresentam correlações negativas, porém

não tão marcantes quantos as primeiras). O potássio apresenta uma sutil correlação positiva que contrasta com a regularidade do sódio e a marcante correlação negativa do cálcio.

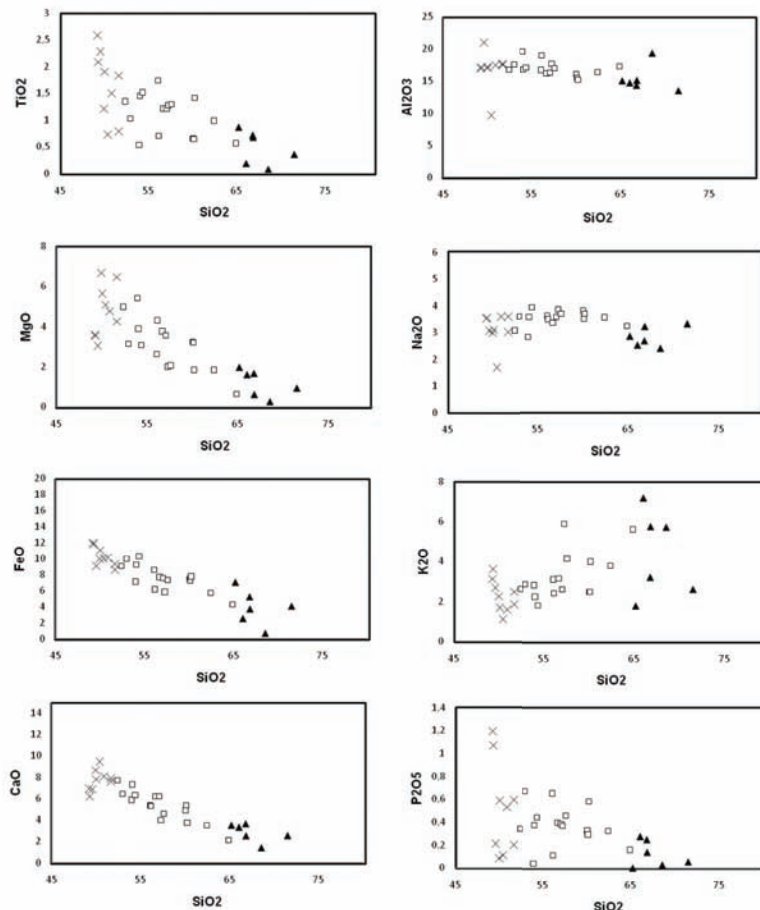


Figura 5.18 - Diagramas de variação tipo Harker para as rochas da Suíte Leopoldina (elementos maiores e traços - símbolos iguais aos da figura 20)

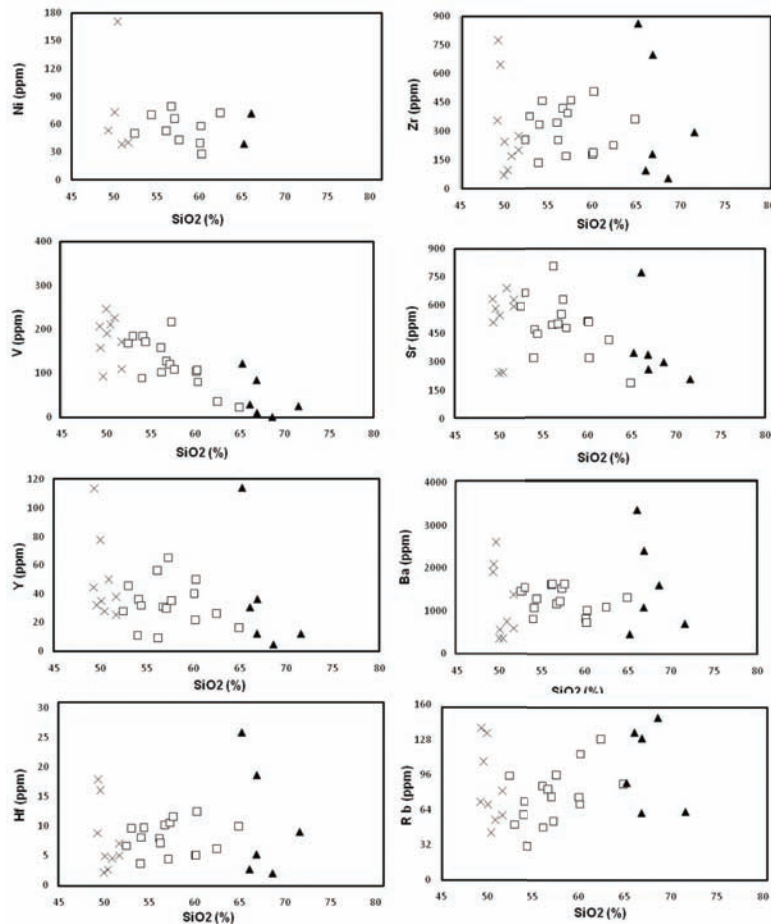


Figura 5.18 - Continuação

O diagrama de variação multi-elementar (Figura 5.19) mostra que as rochas da Suíte Leopoldina apresentam um enriquecimento em elementos litófilos de grande raio iônico (LILE).

Constatam-se fortes anomalias negativas de Ti e P, além da anomalia negativa de Th. Os elementos Nd e Ta apresentam sutis anomalias, ora positivas, ora negativas.

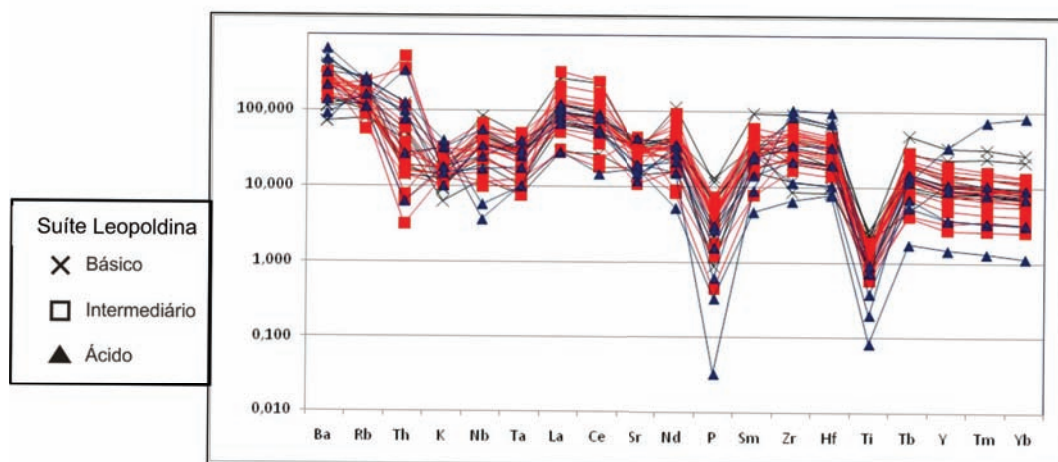


Figura 5.19 - Diagrama de variação multi-elementar para os charnockitos da Suíte Leopoldina, discriminados quanto ao teor em sílica e normalizados para o manto primitivo (Taylor & McLennan 1985; exceto P, fonte Sun 1980)

As curvas de elementos terras raras (Figura 5.20) são muito semelhantes entre si. Todas as amostras apresentam fracionamento similar, ocorrendo leve inclinação para direita, com enriquecimento em terras raras leves e empobrecimento em terras raras pesadas (à exceção da amostra GV-37 – ponto 1420,

7713156N/789773E – que apresenta enriquecimento em terras raras leves e pesadas; figura 5.20). As anomalias de Eu são variáveis. Amostras ácidas apresentam um predomínio de anomalias positivas, enquanto amostras básicas e intermediárias mostram predomínio de anomalias negativas de Eu.

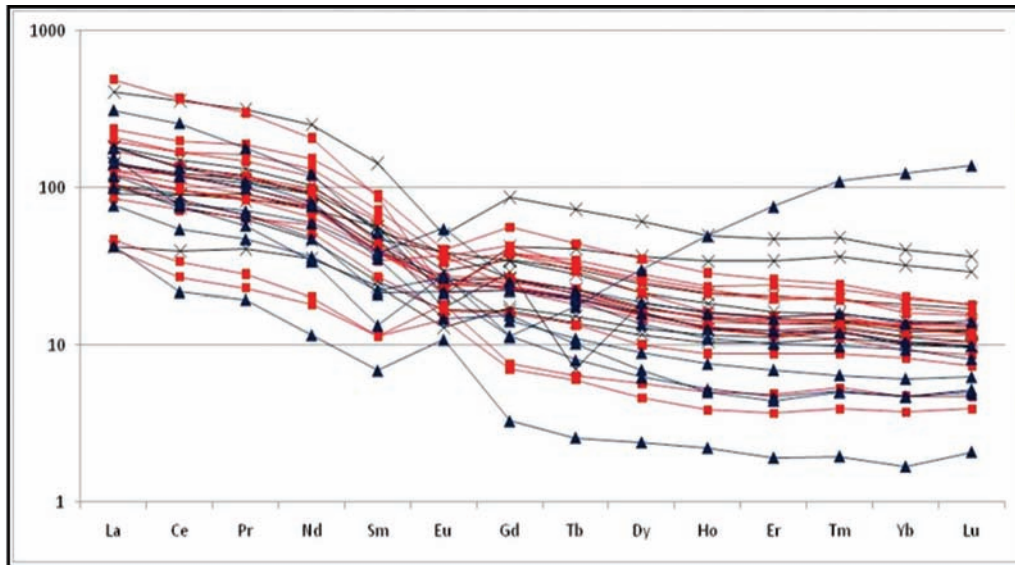


Figura 5.20 - Padrões de elementos terras raras das amostras da Suíte Leopoldina normalizados para condrito (Taylor & McLennan, 1985). Símbolos iguais aos da figura 24

O ortognaisse do Complexo Juiz de Fora mostra grande variabilidade composicional no diagrama TAS, com termos básicos (gabróicos), intermediários (monzoníticos) e ácidos (granodioríticos - figura 5.21A).

Quanto ao índice de aluminosidade, estas rochas são essencialmente metaluminosas (Figura 5.21B). A distribuição no diagrama AFM evidencia dupla assinatura, cálcio-alcalina e tholeiítica (Figura 5.22).

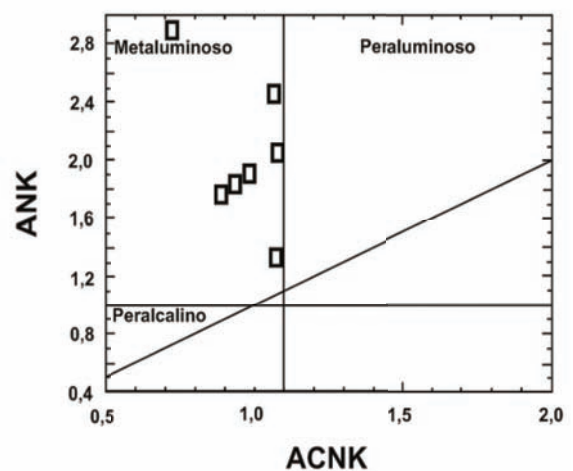
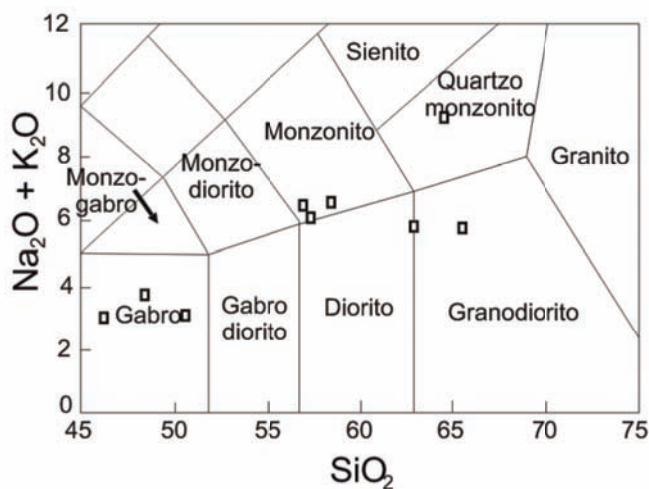


Figura 5.21 - A) Classificação das amostras do Complexo Juiz de Fora no diagrama TAS de Wilson (1989) e Xianhua et al. (2000); B) Índice de aluminosidade (Shand 1947)

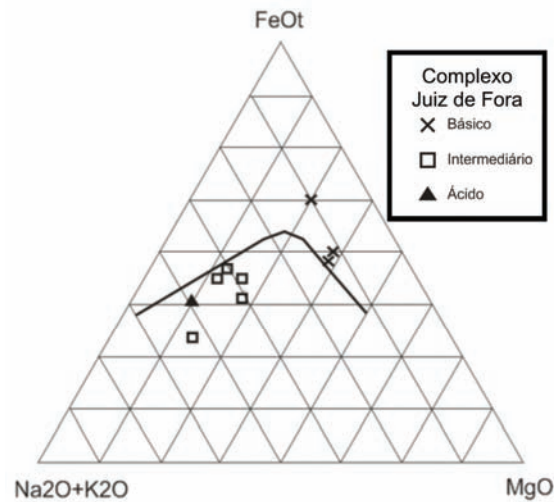


Figura 5.22 - Distribuição das amostras do Complexo Juiz de Fora, discriminadas quanto ao teor em sílica, no diagrama AFM de Jensen (1976)

Segundo os mesmos critérios adotados para a Suíte Leopoldina, as amostras do Complexo Juiz de Fora também foram separadas em três grupos de acordo com seu conteúdo em sílica. O diagrama de variação multi-elementar (Figura 5.23) evidencia um sutil enriquecimento em elementos litófilos

de grande raio iônico (LILE), além das anomalias fortemente negativas em Ti, K e Rb. As curvas de elementos terras raras apresentam fracionamento similar para todas as amostras, com enriquecimento em terras raras leves e empobrecimento em terras raras pesadas (Figura 5.24).

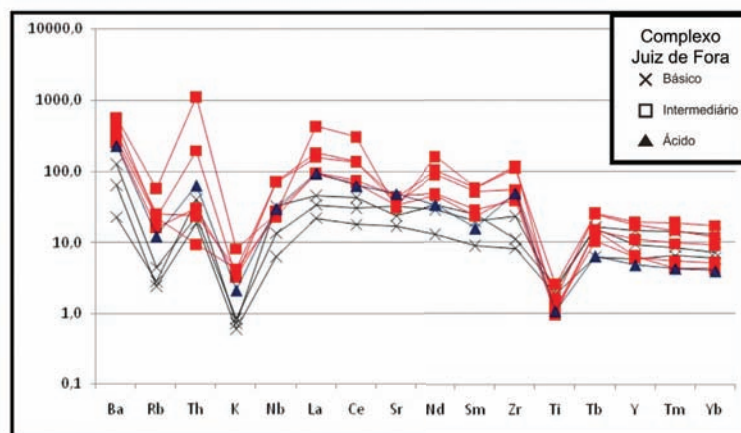


Figura 5.23 - Diagrama de variação multi-elementar para as amostras do Complexo Juiz de Fora, discriminados quanto ao teor em sílica e normalizados para o condrito (Taylor & McLennan 1985)

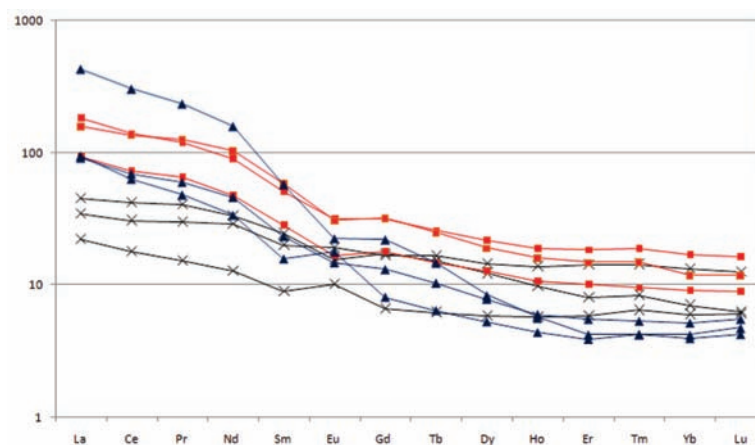


Figura 5.24: Padrões de elementos terras raras para as amostras do Complexo Juiz de Fora normalizados para condrito (Taylor & McLennan, 1985). Símbolos iguais aos da figura 28

Tabela 5.1 - Composição química das rochas do Complexo Juiz de Fora (CJF) discriminadas quanto ao teor em sílica (Ácidas SiO₂ > 65%; Intermediárias 52% < SiO₂ < 65%; Básicas 45% < SiO₂ < 52%)

Litotipo		CJF (máfico)			CJF (intermediário)					CJF ácido)
Ponto		1169	1233	1408	1199	1017	1022	1580	1260	958
Amostra		AM-181	EC-46	GV-25	EC-8	AM-22	AM-27	GV-197	EC-74	R-6
SiO ₂	%	46,22	48,36	50,49	56,7	57,2	58,31	62,73	64,29	65,31
TiO ₂	%	1,22	1,39	1,55	1,05	0,63	1,66	0,73	0,74	0,69
Al ₂ O ₃	%	17,58	16,69	15,62	18,6	19,6	15,9	14,68	15,07	16,27
FeO	%	14,7	10,69	10,98	7,02	6,24	8,27	6,84	5,14	4,71
MnO	%	0,21	0,19	0,18	0,17	0,09	0,13	0,09	0,07	0,06
MgO	%	5,87	8,02	7,74	2,42	3,5	2,82	3,12	2,61	1,5
CaO	%	10,66	9,56	9,65	4,44	5,7	4,95	4,24	1,63	4,42
Na ₂ O	%	2,57	3,02	2,49	3,74	2,55	3,01	3,04	2,36	4,03
K ₂ O	%	0,51	0,73	0,62	2,73	3,58	3,61	2,83	6,8	1,79
P ₂ O ₅	%	0,074	0,221	0,192	0,27	0,18	0,601	0,172	0,139	0,174
LOI	%	0,2	0,8	0,2	2,11	0,5		1,2	0,7	0,8
TOTAL	%	99,81	99,67	99,79	99,25	99,77		99,68	99,58	99,75
Cr ₂ O ₃	%	<0,002	0,032	0,058			0,006	0,011	0,004	0,006
Ni	ppm	21	78	128			29	46	<20	29
Co	ppm	86,3	101,2	86,6	90,8	113,4	98,9	119,9	107,5	124
Sc	ppm	38	33	39			17	13	9	8
V	ppm	490	207	223	111	98	133	75	72	97
Cu	ppm	53,6	42,1	1,5	18,5	10,2	28,6	32,4	35,3	6,8
Pb	ppm	1,9	0,9	1,9	2,5	1,7	1,4	1	3,2	0,9
Zn	ppm	25	26	15	76	36	37	28	40	24
Rb	ppm	8,4	15,6	9,9	76,6	86,9	78,7	55,8	197,1	42,2
Cs	ppm	<0,1	0,1	<0,1	0,1	0,2	0,2	<0,1	0,9	0,3
Ba	ppm	220	436	77	952	1171	1675	858	1908	788
Be	ppm	<1	<1	2	3	2	2	2	<1	2
Sr	ppm	202,8	388,1	281,4	429,6	529,2	520,6	401,5	361,1	575,4
Ga	ppm	17,6	17,5	17,1	20,6	19,1	18,7	17,5	17,3	19,9
Ta	ppm	0,1	0,3	0,8	1,3	0,5	1,1	0,5	0,4	0,6
Nb	ppm	2,4	5,1	12,1	26,9	8,5	26,4	10,4	9,4	11,3
Hf	ppm	1,3	3,5	2	9	6,5	15,1	8	17,2	7,1
Zr	ppm	45,4	128,4	60,4	304,5	215,5	601,1	254,6	655,8	272,9
Ti	ppm	<0,1	<0,1	<0,1	0,2	0,2	0,2	0,1	0,4	0,1
Y	ppm	13	33,4	20,8	43,4	24,8	39,3	13,7	14,3	10,7
Th	ppm	0,8	1	1,7	8,3	1	0,4	1,3	47,3	2,7
U	ppm	0,2	0,2	0,4	0,5	0,4	0,3	0,4	2,9	0,5
La	ppm	8,1	12,6	16,6	67	34,4	58,1	33,3	156,3	34,7
Ce	ppm	17,1	29,3	40,6	132,7	70,4	129,7	65,5	288,8	60,3
Pr	ppm	2,09	4,08	5,59	16,37	8,95	17,36	8,14	31,95	6,55
Nd	ppm	9,1	20,6	23,9	63,7	33,9	73,6	32,6	112,3	23,9
Sm	ppm	2,07	4,63	5,68	11,78	6,55	13,55	5,37	13,24	3,63
Eu	ppm	0,88	1,66	1,36	2,73	1,44	2,66	1,28	1,95	1,54
Gd	ppm	2,02	5,08	5,29	9,66	5,47	9,76	4	6,73	2,46
Tb	ppm	0,36	0,96	0,89	1,49	0,85	1,43	0,6	0,85	0,37
Dy	ppm	2,22	5,51	4,68	8,3	4,87	7,2	2,98	3,17	2
Ho	ppm	0,49	1,18	0,83	1,6	0,91	1,36	0,51	0,48	0,37
Er	ppm	1,45	3,54	2,01	4,56	2,51	3,68	1,37	1,05	0,96
Tm	ppm	0,23	0,51	0,3	0,67	0,34	0,53	0,19	0,15	0,15
Yb	ppm	1,49	3,27	1,75	4,21	2,25	2,92	1,28	1,04	0,97
Lu	ppm	0,23	0,48	0,24	0,62	0,34	0,45	0,21	0,18	0,16
Mo	ppm	0,6	0,8	0,8	1,2	1,1	1,1	1,3	1,2	1,7
Ni	ppm	3,5	47,7	51,3	20,5	15,4	26,1	30,7	8,9	18
As	ppm	<0,5	<0,5	<0,5	0,5	<0,5	<0,5	<0,5	<0,5	<0,5
Cd	ppm	<0,1	<0,1	<0,1	<0,1	<0,1	<0,1	<0,1	<0,1	<0,1
Sb	ppm	<0,1	<0,1	<0,1	<0,1	<0,1	<0,1	<0,1	<0,1	<0,1
Bi	ppm	<0,1	<0,1	<0,1	<0,1	<0,1	<0,1	<0,1	<0,1	<0,1
Ag	ppm	<0,1	<0,1	<0,1	<0,1	<0,1	<0,1	<0,1	<0,1	<0,1
Au	ppm	1,4	0,6	<0,5	<0,5	1,5	2,1	1,1	1	<0,5
Hg	ppm	<0,01	<0,01	<0,01	<0,01	<0,01	<0,01	<0,01	<0,01	<0,01
Se	ppm	<0,5	0,6	<0,5	0,6	<0,5	0,7	<0,5	<0,5	<0,5
Sn	ppm	<1	<1	3	2	2	<1	1	<1	<1
W	ppm	223,7	238,3	263,3	403,5	489,8	433,4	620,5	539,7	690,6

Tabela 5.2 - Composição química das rochas da Suíte Leopoldina discriminadas quanto ao teor em sílica (Ácidas SiO₂ > 65%; Intermediárias 52% < SiO₂ < 65%; Básicas 45% < SiO₂ < 52%)

Litotipo	Suíte Leopoldina (máfico)								
Ponto	957	43	1025	1247	33	1219	46	955	1616
Amostra	R-5	T-7	AM-30	EC-60 A	T-1	EC-32C	T-10	R-3	TJ-33
SiO ₂	%	49,26	49,33	49,6	50	50,08	50,44	50,9	51,69
TiO ₂	%	2,58	2,08	2,28	1,21	1,9	0,73	1,5	1,83
Al ₂ O ₃	%	16,95	17,11	21	17	17,17	9,62	17,45	17,53
FeO	%	11,97	11,82	9,12	10	11,04	10,04	10,14	9,36
MnO	%	0,16	0,17	0,15	0,32	0,18	0,18	0,16	0,15
MgO	%	3,58	3,53	3,03	6,68	5,64	15,08	4,76	4,24
CaO	%	6,92	6,21	6,86	8,63	7,8	9,45	8,08	7,6
Na ₂ O	%	3,54	3,56	3,08	2,99	3,11	1,69	3,6	3,61
K ₂ O	%	3,11	3,61	2,69	2,25	1,69	1,12	1,61	2,48
P ₂ O ₅	%	1,196	1,071	0,21	0,08	0,586	0,109	0,529	0,592
LOI	%	0,3	0,8	1,2	1,7	0,4	1	0,8	0,5
TOTAL	%	99,57	99,32	99,22	100,86	99,63	99,61	99,58	99,62
Cr ₂ O ₃	%	<0,002	0,006			0,007	0,164	0,006	0,005
Ni	ppm	<20	53			73	171	38	40
Co	ppm	62,1	71,6	67,4	91,3	78	90,8	172,4	59,9
Sc	ppm	22	27			30	47	31	23
V	ppm	207	158	93	246	191	211	226	172
Cu	ppm	23	22,4	13,9	16,2	28,9	89,3	24,8	29,8
Pb	ppm	0,8	2,2	2	2,1	2,5	1,2	1,8	1,1
Zn	ppm	48	112	50	111	42	17	49	40
Rb	ppm	71,1	138,8	108,3	134,1	68,7	42,8	54,7	58,9
Cs	ppm	0,3	1,3	0,8	0,8	0,9	0,4	0,4	0,3
Ba	ppm	1906	2086	2609	358	562	360	745	1376
Be	ppm	2	3	<1	2	2	<1	2	2
Sr	ppm	633,2	509,3	582,9	243,4	547	247,8	691	629,9
Ga	ppm	20	26,2	19,5	19,2	20,8	11,7	20,3	20
Ta	ppm	1,2	1,9	1,1	0,4	1,1	0,3	1	1,1
Nb	ppm	25,4	47,9	29,5	10,9	19,7	6,8	20,4	25,2
Hf	ppm	8,9	18	16,1	2,2	5	2,7	4,6	7,1
Zr	ppm	355	773,9	646,8	70	244,8	97,8	168,8	275,7
Ti	ppm	0,2	0,4	0,2	0,7	0,2	0,2	0,2	0,2
Y	ppm	44,3	113,7	31,9	77,8	34,9	27,6	50	37,8
Th	ppm	1,2	8	5,6	0,9	1,3	2,6	3,3	1,1
U	ppm	0,4	0,8	1,1	0,3	0,4	0,4	0,4	0,3
La	ppm	67	149,5	66,5	33,7	37,9	15,4	53	51,5
Ce	ppm	143,4	340,2	128,4	86,1	86,7	37,6	118,6	111,8
Pr	ppm	18,16	43,18	16,22	12,49	11,44	5,57	15,48	14,6
Nd	ppm	73,4	179,8	63,5	52,4	54,1	24,9	67,9	64,2
Sm	ppm	12,22	32,88	10,75	13,15	9,84	5,45	13,05	10,89
Eu	ppm	3,41	4,36	3,35	1,8	2,22	1,13	2,58	1,52
Gd	ppm	10,4	26,53	8,1	12,94	8,05	5,28	10,61	8,91
Tb	ppm	1,64	4,19	1,21	2,37	1,3	0,89	1,76	0,41
Dy	ppm	8,11	23,16	6,13	13,93	6,67	4,88	9,24	7,07
Ho	ppm	1,57	4,21	1,08	2,89	1,25	0,98	1,8	1,39
Er	ppm	4,07	11,68	2,94	8,53	3,37	2,79	5,08	3,69
Tm	ppm	0,56	1,71	0,45	1,29	0,5	0,43	0,69	0,51
Yb	ppm	3,54	9,91	2,76	7,94	3,01	2,49	4,49	3,22
Lu	ppm	0,52	1,38	0,4	1,11	0,47	0,37	0,65	0,46
Mo	ppm	1,3	1,5	1,2	0,7	1,1	0,7	1,3	0,7
Ni	ppm	3,5	13,2	7,7	49,5	27,2	116,5	19,8	33,8
As	ppm	<0,5	<0,5	<0,5	0,6	<0,5	<0,5	<0,5	<0,5
Cd	ppm	<0,1	<0,1	<0,1	<0,1	<0,1	<0,1	<0,1	<0,1
Sb	ppm	<0,1	<0,1	<0,1	<0,1	<0,1	<0,1	<0,1	<0,1
Bi	ppm	<0,1	<0,1	<0,1	<0,1	<0,1	<0,1	<0,1	<0,1
Ag	ppm	<0,1	<0,1	<0,1	<0,1	<0,1	<0,1	<0,1	<0,1
Au	ppm	<0,5	<0,5	0,8	<0,5	<0,5	1,3	0,6	<0,5
Hg	ppm	<0,01	<0,01	<0,01	<0,01	<0,01	<0,01	<0,01	<0,01
Se	ppm	<0,5	1,2	0,6	0,8	<0,5	0,5	0,6	<0,5
Sn	ppm	1	5	2	6	1	1	3	1
W	ppm	189,4	324,2	274,6	304,9	327,9	201,2	562	183

Tabela 5.2 - Continuação

Suite Leopoldina (intermediário)															
1136	1621	1418	44	1629	36	1389	971	970	1621	47	1149	1639	45	37	1275
AM-148	TJ-38 B	GV-35	T-8	TJ-46	T-4	GV-6	T-16	T-15	TJ-38 A	T-11	AM-161	TJ-56	T-9	T-5	EC-89
51,7	52,44	53	54	54,09	54,4	56,11	56,2	56,73	57,1	57,3	57,64	60,08	60,17	60,25	62,45
0,79	1,35	1,03	0,54	1,45	1,52	1,74	0,71	1,22	1,22	1,28	1,3	0,66	0,65	1,42	0,99
17,68	16,78	17,6	19,6	16,76	17,08	16,74	19	16,21	16,31	17,7	16,99	16,1	15,5	15,18	16,38
8,61	9,11	10	7,15	9,25	10,29	8,61	6,18	7,69	7,59	5,86	7,33	7,48	7,31	7,78	5,75
0,12	0,13	0,17	0,12	0,14	0,18	0,16	0,1	0,12	0,11	0,1	0,11	0,12	0,11	0,14	0,08
6,47	4,98	3,14	5,41	3,89	3,07	2,62	4,31	3,77	3,55	2	2,07	3,24	3,2	1,84	1,84
7,89	7,73	6,48	5,89	7,34	6,35	5,37	5,32	6,24	6,23	3,98	4,61	4,93	5,38	3,75	3,51
3,03	3,08	3,59	2,83	3,57	3,93	3,61	3,49	3,35	3,57	3,85	3,69	3,8	3,51	3,7	3,56
1,86	2,61	2,86	2,82	2,24	1,81	3,11	2,41	3,15	2,62	5,89	4,15	2,49	2,48	4,01	3,81
0,2	0,342	0,67	0,04	0,376	0,44	0,652	0,11	0,397	0,386	0,37	0,458	0,327	0,294	0,583	0,326
1,2	1	0,83	1,2	0,5	0,5	0,8	1,3	0,7	0,9	0,81	1,2	0,5	1	0,8	0,9
99,55	99,62	99,37	99,6	99,6	99,57	99,5	99,13	99,59	99,57	99,14	99,55	99,73	99,63	99,47	99,58
	0,022			<0,002	0,011	0,006		0,015	0,009		0,003	0,008	0,012	<0,002	0,012
	50			<20	70	53		79	66		43	40	58	28	72
83,3	89,8	78,8	145,1	63	76,3	92,8	91,3	75,7	96,2	103,9	78,2	114,5	101,2	224,1	106,5
	30			26	22	19		18	18		15	23	16	15	10
110	169	186	90	186	172	159	103	129	121	218	110	105	108	81	36
25,6	17,5	25,7	75,5	18,5	25,6	15,3	14,1	23,9	23,1	27,4	12,8	24,9	14,7	16,9	11,7
2,5	1,7	1,5	1,8	1,1	0,9	1,6	1,4	1,1	1,1	1,7	1,3	2,9	0,9	4,1	2,4
31	65	59	20	59	31	64	19	52	49	61	48	57	27	82	64
81,1	95	50,5	59,4	71,5	30,8	85,9	48,2	83,1	76,1	53,8	95,7	75,7	69,2	114,8	128,7
2	1,3	0,3	0,3	0,4	0,1	0,5	0,1	0,4	0,3	0,3	0,4	0,3	0,2	1,2	1,8
591	1447	1542	814	1078	1278	1613	1629	1160	1221	1525	1626	826	729	1011	1087
2	1	2	1	<1	<1	1	1	2	2	2	3	1	2	2	2
594	594,6	666,8	321,6	472,3	449,1	496,3	808,3	500,5	551,4	630,1	478,9	516,8	512,4	320,4	416,7
15,9	19,9	21,7	16,5	21,2	21,7	21,1	16,9	18,9	20	22,8	20,7	21,3	18,6	19,7	20,1
0,5	0,5	1,2	0,5	1,1	1,1	1,6	0,4	0,8	0,8	1,5	1,1	0,3	0,6	2	1,1
14,1	13,6	31,6	6,2	27,1	21,2	29,6	5,5	18,1	18,6	37,4	23,4	8,3	12,2	32,7	19,1
5,1	6,7	9,7	3,7	8,1	9,8	8	7,2	10,2	4,5	10,6	11,6	5,1	5,1	12,5	6,2
201,5	255,9	378,5	135,3	334,6	458,9	344,8	254,7	420,3	170,6	394,7	462,3	177,9	189,6	507,6	227,9
0,4	0,4	0,1	<0,1	0,3	<0,1	0,3	<0,1	0,3	0,2	0,2	0,2	0,3	0,2	0,3	0,4
25,1	27,8	45,5	11	36	31,9	56,3	9,2	31	29,7	65,2	35,1	40,2	21,8	49,8	26,3
3,5	2,4	2,1	0,4	3,7	0,9	1,7	<0,2	1,2	1	1,5	4,2	33,6	1	7,2	22,8
1,3	0,5	0,5	0,2	0,5	0,4	0,5	0,5	0,2	<0,1	0,3	0,7	0,5	0,3	1,5	1,3
39	45,1	77,8	15	44,8	31,2	47	17	52,2	46,8	86,7	63,5	179,9	38,5	72,4	114,5
72,4	92,5	162,3	25,8	93,2	68,7	116,1	32,1	111,6	102,4	190,1	132,9	354,3	77,7	161,8	246,8
8,72	11,52	22,44	3,15	11,67	8,72	16,07	3,85	13,58	12,46	25,93	15,97	41,16	9,17	20,11	24,56
33	46,8	94,6	13	51,6	41,1	69,9	14,3	57	53,1	108,1	65,7	147,9	36,5	83,6	87,1
5,86	9,08	16,57	2,65	9,08	7,8	14,1	2,64	9,53	8,75	20,89	10,35	20,12	6,25	14,6	11,93
1,47	1,86	3,19	1,58	2,12	3,19	2,92	1,27	2,08	2,15	3,5	2,37	1,95	1,44	1,96	1,88
5,09	6,85	13,06	2,33	7,65	7,1	11,66	2,16	7,23	7,01	17,07	8,11	11,74	4,86	11,7	6,76
0,81	1,05	1,86	0,37	1,24	1,13	2	0,35	1,17	1,14	2,55	1,31	1,71	0,78	1,87	1,12
4,47	5,61	10,03	2,17	6,44	5,9	10,75	1,76	6,01	5,84	13,34	6,53	8,21	3,82	9,52	5,16
0,89	1,07	1,9	0,43	1,28	1,2	1,99	0,33	1,1	1,11	2,43	1,29	1,39	0,75	1,82	0,94
2,62	2,9	4,87	1,22	3,62	3,4	5,9	0,92	3,08	2,89	6,46	3,52	3,79	2,2	5,04	2,53
0,4	0,39	0,71	0,19	0,52	0,48	0,8	0,14	0,47	0,44	0,86	0,52	0,55	0,31	0,69	0,35
2,6	2,28	3,97	1,18	3,37	3,32	4,86	0,93	2,84	2,56	5,02	3,17	3,13	2,04	4,29	2,32
0,38	0,33	0,59	0,18	0,52	0,5	0,69	0,15	0,44	0,4	0,68	0,45	0,48	0,28	0,61	0,31
1	0,8	1,3	1,4	1,4	1,2	1,5	0,7	0,9	0,9	1,2	1,6	1,4	1,1	3,7	1,9
59,4	33,7	17,1	73,9	7	10,1	5,2	17,9	34,6	24,2	17,6	6,4	29,1	15,4	8,7	13,2
<0,5	<0,5	<0,5	<0,5	<0,5	<0,5	<0,5	0,5	<0,5	<0,5	<0,5	<0,5	<0,5	<0,5	<0,5	<0,5
<0,1	<0,1	<0,1	<0,1	<0,1	<0,1	<0,1	<0,1	<0,1	<0,1	<0,1	<0,1	<0,1	<0,1	<0,1	<0,1
<0,1	<0,1	<0,1	<0,1	<0,1	<0,1	<0,1	<0,1	<0,1	<0,1	<0,1	<0,1	<0,1	<0,1	<0,1	<0,1
<0,1	<0,1	<0,1	<0,1	<0,1	<0,1	<0,1	<0,1	<0,1	<0,1	<0,1	<0,1	<0,1	<0,1	<0,1	<0,1
<0,1	<0,1	<0,1	<0,1	<0,1	<0,1	<0,1	<0,1	<0,1	<0,1	<0,1	<0,1	<0,1	<0,1	<0,1	<0,1
1,8	1	1,7	1,4	<0,5	1	<0,5	<0,5	1,1	<0,5	22,6	1,6	2,3	<0,5	1	<0,5
<0,01	<0,01	<0,01	<0,01	<0,01	<0,01	<0,01	<0,01	<0,01	<0,01	<0,01	<0,01	<0,01	<0,01	<0,01	<0,01
<0,5	0,5	1,1	0,7	<0,5	<0,5	<0,5	<0,5	0,6	<0,5	0,9	<0,5	0,9	<0,5	0,6	<0,5
2	1	3	<1	<1	<1	3	1	1	<1	3	1	1	2	2	3
252,5	357,2	253,8	576,2	276	392,7	550	406,5	394,5	532,6	369,1	487,5	511,2	552,2	1099	800,3

Tabela 5.2 - Continuação

Suíte Leopoldina (ácido)						
1420	34	1535	1250	1247	1348	
GV-37	T-2	GV-152A	EC-63	EC-60 B	EC-164A	
64,9	65,22	66,07	66,83	66,87	68,6	71,57
0,57	0,87	0,19	0,72	0,68	0,08	0,36
17,3	15	14,68	14,29	15,08	19,3	13,46
4,31	7,08	2,56	5,27	3,74	0,7	4,1
0,08	0,28	0,07	0,07	0,11	0,01	0,06
0,65	1,97	1,6	1,67	0,62	0,26	0,94
2,12	3,52	3,33	3,65	2,53	1,42	2,55
3,24	2,86	2,53	2,69	3,22	2,41	3,32
5,62	1,8	7,19	3,23	5,76	5,73	2,63
0,16	0,003	0,276	0,249	0,14	0,03	0,056
0,8	1	0,8	1	0,8	0,6	0,7
99,75	99,66	99,32	99,71	99,6	99,14	99,78
	0,015	0,005	0,004	<0,002		<0,002
	39	72	<20	<20		<20
140,5	201,8	117,6	139,7	127,2	234,1	177,4
	32	20	12	12		15
23	123	29	85	10	<8	25
6,6	17,6	40,9	35,1	6,3	3,7	30,2
2,1	3,3	2,8	1,7	2,1	4	2,3
31	40	21	27	54	11	61
87,5	88,6	134,9	60,9	129,6	148,4	62,1
0,1	0,8	1,6	<0,1	0,2	0,8	0,6
1308	461	3364	1088	2411	1607	706
1	1	<1	2	1	<1	<1
187,9	349	775,3	339	261,4	299,6	209,1
17,8	18,9	13,1	15,7	20,3	11,1	17,9
1	1	0,4	1,6	1,2	0,4	0,7
15	19,4	3,2	13,7	31,1	2	9,4
10	25,9	2,8	5,3	18,7	2,1	9,1
363,4	861,2	94,2	179,8	698	53	293,5
<0,1	0,4	0,1	<0,1	0,1	0,2	0,2
16,5	114,3	30,8	12,5	36,5	4,9	12,4
0,5	6,3	8,1	0,4	1,7	4,9	21,4
0,4	0,8	3,2	0,2	0,3	0,4	1,2
28,3	58	53,1	44	37	15,7	67
52	73,7	113,7	80,4	75,8	20,9	129,7
6,44	7,9	13,64	9,23	9,81	2,68	15,18
25,8	24,2	54,6	34	42,6	8,3	57,8
5,1	3,08	9,18	4,91	8,79	1,6	8,25
2,34	2,41	2,34	1,88	4,79	0,95	1,29
4,38	3,5	6,87	3,47	7,76	1,01	4,78
0,64	1,02	1,17	0,47	1,29	0,15	0,6
3,41	11,45	6,11	2,41	7,18	0,92	2,67
0,65	4,2	1,09	0,45	1,36	0,19	0,43
1,74	18,91	3,09	1,17	3,7	0,48	1,11
0,23	3,93	0,43	0,18	0,57	0,07	0,18
1,52	30,91	2,63	1,17	3,42	0,42	1,18
0,24	5,31	0,38	0,19	0,54	0,08	0,2
2,1	2,7	1,8	1,9	2,7	2,6	2,5
7,4	33,5	30,2	12,1	4	6,9	7,3
0,7	<0,5	0,5	<0,5	<0,5	<0,5	<0,5
<0,1	<0,1	<0,1	<0,1	<0,1	<0,1	<0,1
<0,1	<0,1	<0,1	<0,1	<0,1	<0,1	<0,1
<0,1	<0,1	<0,1	<0,1	<0,1	<0,1	<0,1
<0,1	<0,1	<0,1	<0,1	<0,1	<0,1	<0,1
0,9	1,2	2,1	1,9	0,8	<0,5	2,3
<0,01	<0,01	<0,01	<0,01	<0,01	<0,01	<0,01
<0,5	<0,5	<0,5	<0,5	<0,5	<0,5	<0,5
<1	<1	2	<1	<1	1	<1
710,4	1111	892,3	750,7	704,9	1111	1016

5.5 - DADOS ISOTÓPICOS

5.5.1 - Determinações U-Pb

Este capítulo apresenta estudos geocronológicos pelo método U-Pb (*Laser Ablation MC-ICP-MS*) sobre cristais de zircão das seguintes amostras das suítes Leopoldina e Galiléia: amostra TJ-46, ponto 1629 (7698996N/808351E); amostra T-16, ponto 971 (7676845N/792215E); amostra CE-07, ponto 34 (7681711N/779839E).

Os grãos de zircão para as análises U-Pb foram selecionados a partir de concentrados de minerais pesados, obtidos pelos meios usuais de britagem, moagem, concentração em bateia e separação magnética. Todos os zircões foram montados em uma seção circular de araldite com 2,5cm de diâmetro e polidos até que zircões ficassem expostos. Imagens foram obtidas com utilização de microscópio ótico (Leica MZ 12_s) e microscópio eletrônico de varredura (Jeol JSM 5800). Os grãos de zircões foram datados com Microsonda a Laser (New Wave UP213) acoplado a um MC-ICP-MS (Neptune), no Laboratório de Geologia Isotópica da UFRG. Dados isotópicos foram adquiridos pelo modo estático com tamanho do feixe Laser de 15 a 25 μm . Fracionamentos de elementos por indução do Laser e discriminação de massa instrumental foram corrigidos com a utilização de um padrão de referência de zircão (GJ-1) (Simon *et al.* 2004). Erros externos foram calculados com a propagação do erro das medidas individuais do padrão GJ-1 e das medidas individuais de cada amostra de zircão (ou *spot*). No tratamento dos dados isotópicos e cálculo da idade utilizou-se o programa ISOPLOT-Ex (Ludwig 2001). Os desvios das razões isotópicas são de 1σ .

5.5.1.1 - Geocronologia U-Pb, Amostra TJ-46

O estudo foi realizado sobre uma amostra de composição intermediária da Suíte Leopoldina.



Figura 5.25 - Charnockito monzodiorítico da Suíte Leopoldina, amostra TJ-46 (ponto 1629, 7698996N/808351E)

Trata-se de um charnockito monzodiorítico com aspecto macroscópico maciço (figura 30), mas que mostra feições microscópicas de deformação.

A amostra possui uma população de zircão bastante homogênea, composta por prismas com razão comprimento/largura variando de 2:1 a 3:1, límpidos e incolores. Foram obtidas 34 análises de *spot* em 34 grãos de zircão (Tabela 5.3). Um núcleo herdado (Zr27) e dois xenocristais (Zr43 e 44) foram identificados; um destes últimos possui idade mínima em torno de 2000 Ma. Os cristais restantes exibem zoneamento oscilatório em imagem BSE e razões Th/U elevadas, típicas de zircões magmáticos (Figura 5.26). No diagrama concórdia (Figuras 5.27), as análises se dispõem em um arranjo grosseiramente colinear indicando um processo complexo de perda de Pb. Assumindo que a perda de Pb foi menos significativa para aqueles seis *spots* cujas idades $^{238}\text{U}\text{-Pb}^{206}$ são as mais elevadas (Zr34 a 39), foi calculada uma idade concórdia em 592 ± 7 Ma (2σ), interpretada como a melhor estimativa para a idade de cristalização magmática do charnockito.

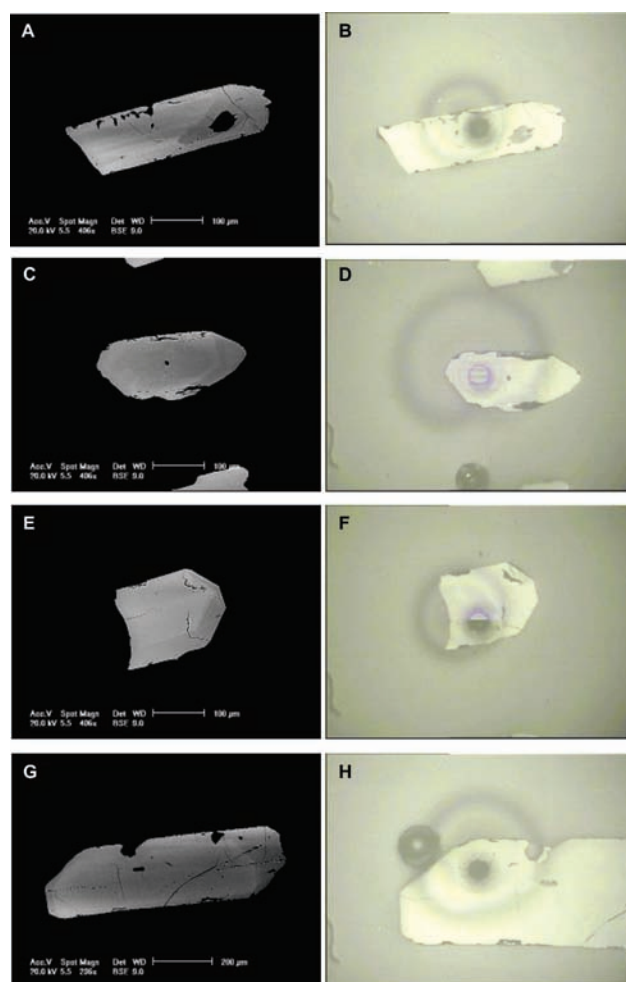


Figura 5.26 - Imagens de MEV-elétron retro-espalhado (BSE) (A, C, E, G) e fotos de microscopia ótica (B, D, F, H) dos cristais de zircão (Zr26, Zr10, Zr6 e Zr1) mostrando os spots analisados, amostra TJ-46

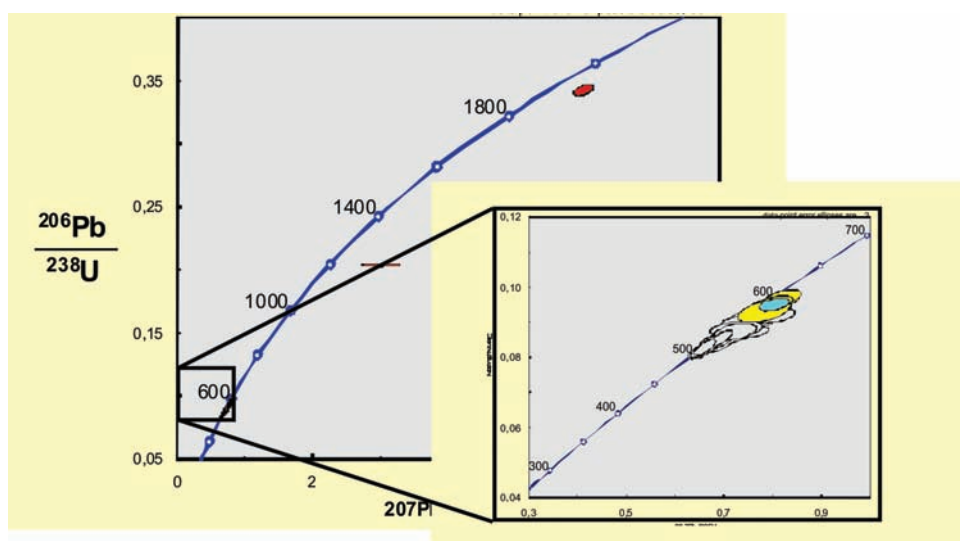


Figura 5.27 - Diagrama concórdia para a amostra TJ-46 (zircões herdados em vermelho). No diagrama ampliado apresenta-se a idade concórdia de 592 ± 7 Ma. Apenas as análises representadas pelas elipses preenchidas (amarelo) foram utilizadas no cálculo da idade concórdia (elipse preenchida de azul)

Tabela 5.3: Dados isotópicos U-Pb-Th da amostra TJ-46 obtidos no Laboratório de Geologia Isotópica do Instituto de Geociências da UFRGS

Spot	Ratios						
	$^{207}\text{Pb}^*/^{235}\text{U}$	±	$^{206}\text{Pb}^*/^{238}\text{U}$	±	Rho 1	$^{207}\text{Pb}^*/^{206}\text{Pb}^*$	±
Zr1	0,71484	2,45	0,08763	1,21	0,49	0,05916	2,13
Zr2	0,74841	1,36	0,0914	0,74	0,54	0,05939	1,14
Zr3	0,71918	3,05	0,08901	0,96	0,31	0,0586	2,9
Zr4	0,67737	1,96	0,08543	0,99	0,51	0,05751	1,69
Zr5	0,69819	1,48	0,08713	0,74	0,5	0,05812	1,29
Zr6	0,66605	1,27	0,0843	0,94	0,74	0,05731	0,85
Zr7	0,71639	2,52	0,08817	1,1	0,44	0,05893	2,26
Zr8	0,72762	2,02	0,08916	1,38	0,69	0,05919	1,47
Zr9	0,6582	1,28	0,08332	0,87	0,68	0,0573	0,94
Zr10	0,74168	2,01	0,0909	1,35	0,67	0,05917	1,49
Zr11	0,64163	1,43	0,08216	0,82	0,58	0,05664	1,16
Zr12	0,67768	1,44	0,08606	1,13	0,78	0,05711	0,9
Zr13	0,68584	1,5	0,08619	1,2	0,8	0,05771	0,91
Zr14	0,72753	2,3	0,08943	1,1	0,48	0,059	2,02
Zr15	0,75305	2,61	0,09259	1,36	0,52	0,05899	2,23
Zr16	0,64577	1,31	0,08283	0,93	0,71	0,05654	0,92
Zr17	0,65472	1,38	0,08378	1,06	0,76	0,05668	0,89
Zr18	0,72756	2,08	0,08953	1,03	0,49	0,05894	1,81
Zr19	0,73003	1,97	0,08863	1,17	0,59	0,05974	1,58
Zr20	0,74119	1,76	0,08977	1,21	0,69	0,05988	1,29
Zr21	0,68934	2,53	0,08604	1,8	0,71	0,05811	1,77
Zr22	0,74184	3,03	0,09092	1,05	0,35	0,05918	2,84
Zr23	0,72451	2,09	0,08885	1,08	0,52	0,05914	1,79

Tabela 5.3: Continuação

Age (Ma)						$^{232}\text{Th}/^{238}\text{U}$	% Disc.	f 206
$^{206}\text{Pb}/^{238}\text{U}$	±	$^{207}\text{Pb}/^{235}\text{U}$	±	$^{207}\text{Pb}/^{206}\text{Pb}$	±			
541	7	548	13	573	12	0,89	6	0,0007
564	4	567	8	581	7	0,86	3	0,0007
550	5	550	17	552	16	0,86	0	0,0012
528	5	525	10	511	9	0,89	-3	0,0003
539	4	538	8	534	7	0,86	-1	0,0003
522	5	518	7	503	4	1,31	-4	0,0003
545	6	549	14	565	13	0,68	4	0,0009
551	8	555	11	574	8	0,94	4	0,0004
516	4	514	7	503	5	0,93	-3	0,0009
561	8	563	11	574	9	1,02	2	0,0006
509	4	503	7	478	6	0,95	-7	0,001
532	6	525	8	496	4	0,88	-7	0,0005
533	6	530	8	519	5	1,42	-3	0,0004
552	6	555	13	567	11	1,28	3	0,0006
571	8	570	15	567	13	0,83	-1	0,0007
513	5	506	7	474	4	1,06	-8	0,0004
519	5	511	7	479	4	1,5	-8	0,0002
553	6	555	12	565	10	1,04	2	0,0004
547	6	557	11	594	9	1,08	8	0,0003
554	7	563	10	599	8	1,67	8	0,0004
532	10	532	13	534	9	0,56	0	0,0008
561	6	563	17	574	16	2,23	2	0,0007
549	6	553	12	572	10	1,12	4	0,0004

5.5.1.2 - Geocronologia U-Pb, Amostra T-16

O estudo foi realizado sobre uma amostra de composição monzodiorítica da Suíte Leopoldina, coletada em pedreira ativa (Figura 5.28). A rocha tem coloração esverdeada, granulação fina a média e, apesar de apresentar textura macroscópica maciça, mostra feições microscópicas de deformação.



Figura 5.28 - Charnockito monzodiorítico, amostra T-16 (ponto 971, 7676845N/792215E)

A população de zircão era igualmente muito homogênea e composta por prismas com razão comprimento/largura variando de 2:1 a 3:1. Os grãos não apresentavam núcleos herdados e um zoneamento oscilatório pode ser observado em algumas imagens BSE (Figura 5.29). Foram datados 33 *spots* em 33 cristais (Tabela 5.4), sendo que todos os zircões apresentaram razões Th/U elevadas, típicas de zircões de origem magmática. As análises são concordantes a pouco discordantes, e desenham no diagrama concórdia um arranjo aproximadamente linear, semelhante ao observado para a amostra anterior (Figura 5.30). A interpretação dos dados seguiu a mesma linha, sendo calculada uma idade concórdia para os 16 *spots* que são praticamente concordantes e guardam as idades $^{238}\text{U}\text{-Pb}^{206}$ mais elevadas. A idade obtida, 603 ± 4 Ma, é interpretada como a melhor aproximação para a idade de cristalização magmática da rocha.

O fato das duas idades serem concordantes na margem de erro reforça a interpretação adotada para os dados analíticos, permitindo assumir que os corpos charnockíticos foram gerados em torno de 600 Ma. Os processos de perda de Pb evidenciados pelos cristais de zircão analisados seriam primeiramente

devidos ao metamorfismo granulítico, no contexto do metamorfismo regional que afetou o orógeno e cujo pico tem sido datado em *ca.* 585 Ma (Pedrosa-Soares *et al.* 2001, 2008, Heilbron *et al.* 2003, 2004,

Silva *et al.* 2005). Eventos termais e de granitogênese subseqüentes, que se estenderam até *ca.* 500 Ma, poderiam explicar a perda de Pb adicional e as idades mais jovens reveladas por parte dos grãos.

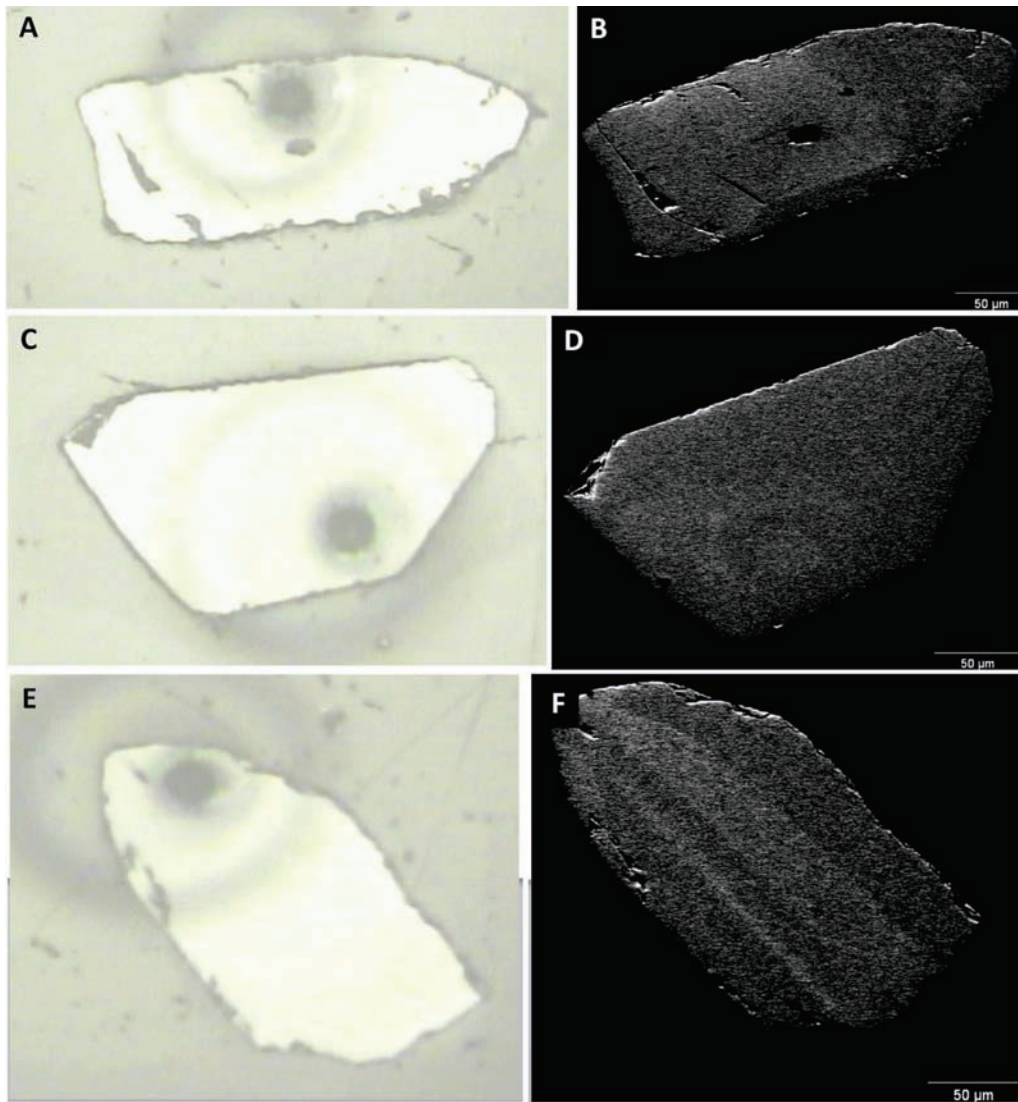


Figura 5.29 - Imagens de MEV-elétron retro-espalhado (BSE) (A, C, E) e fotos de microscopia ótica (B, D, F) de cristais de zircão (Zr7B, Zr11B e Zr20B) mostrando os spots analisados, amostra T-16

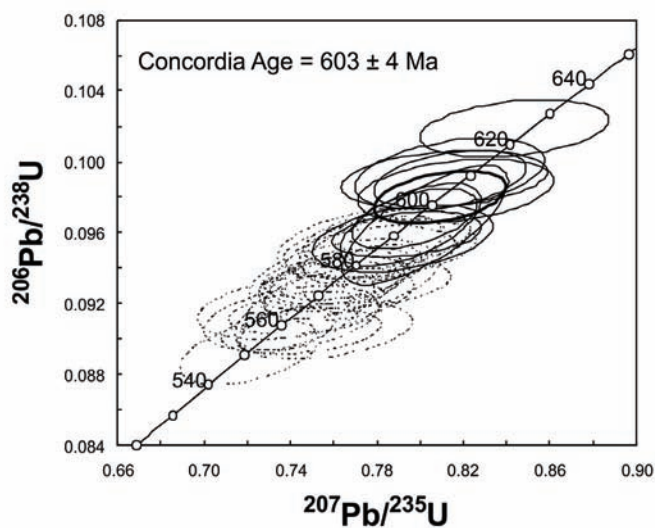


Figura 5.30 - Diagrama concórdia para a amostra T-16. As análises representadas pelas elipses cheias foram incluídas no cálculo da idade concórdia.

Spot	Ratios					Age (Ma)					²³² Th/ ²³⁸ U	% Disc.	f 206	Th ppm	U ppm	Pb ppm			
	²⁰⁷ Pb*/ ²³⁵ U	±	²⁰⁶ Pb*/ ²³⁸ U	±	Rho 1	²⁰⁷ Pb*/ ²⁰⁶ Pb*	±	²⁰⁶ Pb/ ²³⁸ U	±	²⁰⁷ Pb/ ²³⁵ U							±	²⁰⁷ Pb/ ²⁰⁶ Pb	±
Zr-1B	0,81133	3,89	0,09901	1,09	0,28	0,05943	3,74	609	7	603	23	583	22	1,23	-4	0,0014	86,7	71,22	9,2
Zr-2B	0,81403	2,85	0,09901	1,09	0,38	0,05963	2,63	609	7	605	17	590	16	0,59	-3	0,0015	29,53	50,07	6,18
Zr-3B	0,84372	3,41	0,10188	1,04	0,3	0,06006	3,25	625	6	621	21	606	20	0,47	-3	0,001	34,36	73,62	8,56
Zr-4B	0,81375	3,57	0,09931	1,33	0,37	0,05943	3,31	610	8	605	22	583	19	1,15	-5	0,0023	75,19	65,66	8,9
Zr-5B	0,81646	3,67	0,09835	1,2	0,33	0,06021	3,46	605	7	606	22	611	21	0,46	1	0,0019	35,54	77,93	8,89
Zr-6B	0,77768	3,34	0,09477	1,12	0,34	0,05951	3,14	584	7	584	19	586	18	0,62	0	0,0014	31,9	52,2	6,26
Zr-7B	0,78462	3,26	0,09562	1,18	0,36	0,05951	3,04	589	7	588	19	586	18	1,33	0	0,0014	155,36	118,07	14,71
Zr-8B	0,75565	3,58	0,09047	1,19	0,33	0,06058	3,38	558	7	571	20	624	21	1,03	11	0,0034	56,89	55,75	7,37
Zr-9B	0,76997	3,83	0,09314	1,01	0,26	0,05996	3,7	574	6	580	22	602	22	0,9	5	0,0022	50,89	57,25	7,26
Zr-10B	0,79191	3,46	0,09567	1,29	0,37	0,06003	3,21	589	8	592	20	605	19	0,67	3	0,0016	38,18	57,46	7,88
Zr-11B	0,74504	3,3	0,09043	0,95	0,29	0,05975	3,16	558	5	565	19	595	19	0,47	6	0,0023	37,73	80,73	9,34
Zr-12B	0,80258	3,15	0,09642	2,3	0,73	0,06037	2,15	593	14	598	19	617	13	0,78	4	0,0014	60,33	78,38	9,98

Tabela 5.4 - dados isotópicos U-Pb-Th da amostra T-16 obtidos no Laboratório de Geologia Isotópica do Instituto de Geociências da Universidade Federal do Rio Grande do Sul

5.5.1.3 - Geocronologia U-Pb, amostra CE-07

A amostra CE-07 é representante do gnaiss porfirítico da Suíte Galiléia, especificamente da fácies que apresenta alta razão matriz/fenocristal (Figura 5.31). Trata-se de uma rocha de granulação

finas que apresenta fenocristais dispersos de feldspato, de tamanho milimétrico (3 mm). Embora a rocha apresente foliação gnáissica, feições de fluxo magmático podem ser preservadas sugerindo uma baixa intensidade de deformação. Localiza-se na porção nordeste do batólito.



Figura 5.31 - Gnaiss porfirítico da Suíte Galiléia. A) Contato entre as fácies fina e grossa; B) Detalhe da rocha analisada. (Amostra CE-07, ponto 34 (7681711N/779839E))

Foram analisados 19 *spots* em 19 cristais de zircão, sendo os resultados apresentados na tabela 5.5. Predominam grãos de zircões na forma de prismas alongados, com relação igual ou maior que 3:1 e tamanho médio de 100 μm (Figura 5.32). Uma outra população é composta por prismas mais curtos com faces pouco desenvolvidas. Os cristais, em sua maioria, estão muito fraturados. Apenas três dos grãos analisados são límpidos, livres de fraturas ou inclusões. É possível identificar nas imagens de elétron retro-espalhado um zonamento oscilatório, e a maior parte das análises apresentam razões Th/U altas, típicas de zircões magmáticos.

A distribuição das análises no diagrama concórdia sugere um processo de perda de Pb, que poderia estar relacionado a um significativo evento termal datado em *ca.* 535-520 Ma, tanto no domínio do Orógeno Araçuai quanto do Orógeno Ribeira (Machado *et al.* 1996, Noce *et al.* 2004). Os pontos são pouco colineares e a idade de intercepto superior apresenta um erro muito elevado. Por esta razão, optou-se por calcular uma idade utilizando os 12 *spots* concordantes ou quase-concordantes. A idade-concórdia obtida, 593 ± 4 Ma (Figura 5.34), é assumida como a melhor estimativa para a idade de cristalização magmática destes gnaisses porfiríticos.

5.5.2 - Determinações Sm-Nd

Foram analisadas duas amostras da Suíte Leopoldina (Tabela 5.6), uma intermediária (amostra TJ-46; ponto 1629; 7698996N/808351E) e outra

básica (T-7; ponto 1629 (7698996N/808351E). As análises foram realizadas no Laboratório de Geocronologia da Universidade de Brasília, conforme metodologia descrita por Gioia & Pimentel (2000).

Os valores fortemente negativos de $\epsilon_{\text{Nd}}(t=600 \text{ Ma})$, em torno de -10, indicam elevada contribuição crustal na geração dos magmas precursores das rochas charnockíticas. A idade paleoproterozóica desta fonte crustal é sugerida pelas idades-modelo (TDM) por volta de 2,0 Ga.

* $\epsilon_{\text{Nd}}(T)$ calculado para $t = 600$ Ma.

5.6 - RECURSOS MINERAIS

5.6.1 - Bauxita

Foram identificadas duas ocorrências de bauxita, nos arredores da Serra da Pedra Dourada, situados no topo de morros em altitudes superiores a 1000 m. As concentrações de bauxita desenvolveram-se sobre os migmatitos enderbíticos do Complexo Juiz de Fora. Pesquisas para exploração de bauxita são realizadas em vários pontos pela Alcan Alumínio.

5.6.2 - Materiais de construção civil (saibro, brita, rocha ornamental)

Os "quartzitos" do Grupo Andrelândia são quase sempre friáveis e ocorrem intercalados com

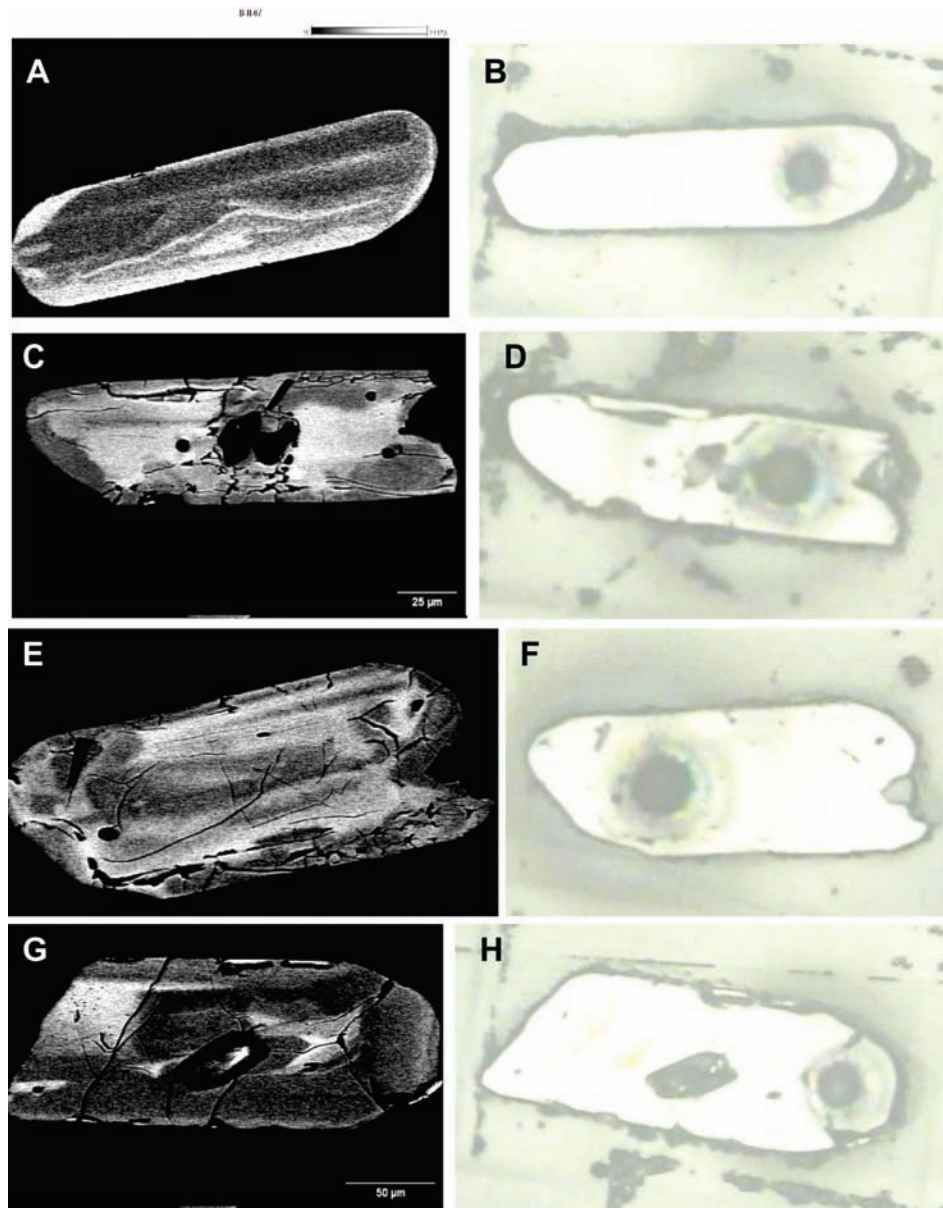


Figura 5.32 - Imagens de MEV-elétron retro-espalhado (BSE) (A, C, E, G) e fotos de microscopia ótica (B, D, F, H) de cristais de zircão (CE07-6, 11, 10 e 01) mostrando os spots analisados, amostra CE-07

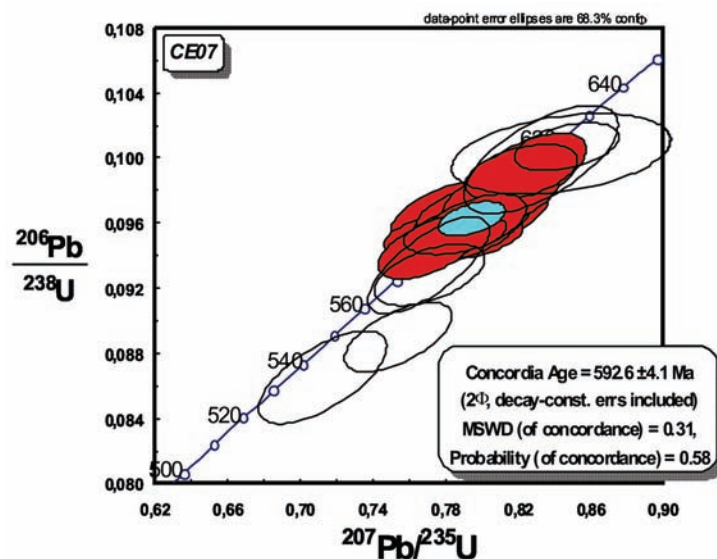


Figura 5.33 - Diagrama concórdia para a amostra CE-07. Apenas as análises representadas pelas elipses preenchidas (vermelho) foram utilizadas no cálculo da idade concórdia (elipse preenchida de azul)

Spot	Ratios						Age (Ma)				$^{232}\text{Th}/^{238}\text{U}$	%	f206	Th (ppm)	U (ppm)	Pb (ppm)
	$^{207}\text{Pb}/^{235}\text{U}$	\pm	$^{206}\text{Pb}/^{238}\text{U}$	\pm	Rho 1	$^{207}\text{Pb}/^{206}\text{Pb}$	\pm	$^{206}\text{Pb}/^{238}\text{U}$	\pm	$^{207}\text{Pb}/^{235}\text{U}$	\pm	$^{207}\text{Pb}/^{206}\text{Pb}$	\pm			
CE07-1	0,713	3,26	0,0865	2,17	0,66	0,0598	2,44	535	12	547	18	595	15	0,0014	1244	1479
CE07-2	0,7965	2,4	0,096	1,25	0,52	0,0602	2,05	591	7	595	14	610	13	0,0019	178	1351
CE07-3	0,7857	2,38	0,0953	0,86	0,36	0,0598	2,22	587	5	589	14	596	13	0,0004	387	1292
CE07-4	0,7715	2,37	0,0944	1,31	0,55	0,0592	1,97	582	8	581	14	576	11	0,0004	420	2009
CE07-5	0,7939	3,64	0,0965	1,59	0,44	0,0597	3,27	594	9	593	22	591	19	0,0009	56	173
CE07-6	0,7954	2,84	0,0962	1,52	0,53	0,06	2,4	592	9	594	17	602	14	0,0008	134	159
CE07-7	0,7851	3,24	0,0952	1,09	0,34	0,0598	3,05	586	6	588	19	597	18	0,0011	84	109
CE07-8	0,7924	2,94	0,096	1,78	0,61	0,0599	2,34	591	11	593	17	598	14	0,0005	31	466
CE07-9	0,8112	2,61	0,0976	1,35	0,52	0,0603	2,23	600	8	603	16	614	14	0,0003	163	862
CE07-10	0,8241	2,75	0,0991	1,65	0,6	0,0603	2,2	609	10	610	17	615	14	0,0006	839	670
CE07-11	0,8227	2,5	0,0991	1,13	0,45	0,0602	2,24	609	7	610	15	610	14	0,0006	1079	706
CE07-12	0,7886	2,62	0,0954	1,16	0,44	0,06	2,35	587	7	590	15	602	14	0,0007	266	1081
CE07-13	0,7975	2,74	0,0966	1,28	0,47	0,0599	2,42	595	8	595	16	598	15	0,0005	304	575
CE07-14	0,7548	2,6	0,089	1,59	0,61	0,0615	2,05	550	9	571	15	657	13	0,0039	669	672
CE07-15	0,8448	4,71	0,1002	1,63	0,34	0,0611	4,42	616	10	622	29	644	28	0,0044	56	134
CE07-16	0,7715	2,86	0,0934	2,07	0,72	0,0599	1,98	576	12	581	17	600	12	0,0004	400	630
CE07-17	0,8336	3,37	0,0999	2,19	0,65	0,0605	2,56	614	13	616	21	622	16	0,0001	70	106
CE07-18	0,8477	2,25	0,1007	0,96	0,42	0,0611	2,04	618	6	623	14	641	13	0,002	1196	911

Tabela 5.5 - dados isotópicos U-Pb em zircões da amostra CE-7 obtidos no Laboratório de Geologia Isotópica do Instituto de Geociências da Universidade Federal do Rio Grande do S

Tabela 5.6 - Resultados analíticos Sm-Nd para amostras da Suíte Leopoldina

Amostra	Sm(ppm)	Nd(ppm)	$^{147}\text{Sm}/^{144}\text{Nd}$	$^{143}\text{Nd}/^{144}\text{Nd} \pm 2\text{SE}$	$\epsilon(\text{T})$	T_{DM}
						(Ga)
TJ-46	6,768	32,7	0,1251	0,511821+/-11	-10,6	2,09

gnaisse totalmente saprolitizado. Este material, que pode ser caracterizado como saibro, tem sido extraído em diversos locais para utilização nos leitos das estradas da região.

Foi cadastrada uma pedreira de brita em atividade na área da Folha Carangola. É a única com operação mecanizada e se localiza na MG-111 entre Carangola e Tombos. Pequenas pedreiras para

extração artesanal de paralelepípedos são também encontradas.

Na região de Barroso encontra-se uma pedreira inativa de rocha ornamental (ponto 1669, 7698542N/789173E – figura 43B). A rocha extraída é um leucogranito com granada da unidade Suíte Pangarito. O granito é foliado e exibe granulação média a grossa. Suas feições são semelhantes às dos mobilizados anatóticos muito frequentes nos paragneisses.



Figura 5.34 - A) amostra de bauxita extraída no ponto 1755, 7699530N/799566E; B) extração inativa de rocha ornamental na unidade Suíte Pangarito.(ponto 1669, 7698542N/789173E)

6 – CONCLUSÕES E RECOMENDAÇÕES

O arcabouço geológico da Folha Carangola reflete o padrão característico desta zona limítrofe entre os orógenos Araçuaí e Ribeira, marcado pelo imbricamento tectônico entre ortognaisses granulíticos do embasamento (Complexo Juiz de Fora, paleoproterozóico) e um pacote de rochas supracrustais amplamente dominado por paragneisses granadíferos. Embora esta seqüência supracrustal tenha sido atribuída ao Grupo Andrelândia por autores diversos, atribuição mantida no presente trabalho, esta é uma questão controversa que merece ser aprofundada em estudos futuros. São três as linhas de investigação sugeridas: *i.* Existe de fato uma correlação direta entre esta seqüência e o Grupo Andrelândia descrito na borda sul do Cráton do São Francisco e, pelo menos em parte, envolvido na deformação da Faixa Brasília?; *ii.* Qual é a correlação com as unidades supracrustais clássicas do Orógeno Araçuaí, como os grupos Macaúbas e Rio Doce, ou com unidades de paragneisses muito semelhantes litologicamente?; *iii.* Qual a idade

de deposição desta seqüência? Para esta última pergunta existe apenas uma idade modelo Sm-Nd de *ca.* 1,4 Ga (Fischel 1987) que sugere a deposição no Meso ou Neoproterozóico.

A Suíte Leopoldina constitui uma unidade plutônica caracterizada aqui pela primeira vez. Possui as características de uma suíte cálcio-alcalina expandida, originada em arco magmático de margem continental ativa, com significativo envolvimento de fusões derivadas da crosta profunda de idade paleoproterozóica, representada pelo Complexo Juiz de Fora. Esta suíte, juntamente com os corpos atribuídos à Suíte Galiléia, demonstra a continuidade do arco magmático pré-colisional do Orógeno Araçuaí nesta região. Considera-se que a Suíte Leopoldina representa a exposição da raiz granulítica deste arco. O posicionamento dos corpos sempre a leste da Falha de Abre Campo reforça a identificação desta estrutura como uma zona de sutura basiliiana.

REFERÊNCIAS BIBLIOGRÁFICAS

- ARACEMA, Laurenn Wolochate et al. Novas evidências de remanescentes oceânicos na Faixa Araçuaí: As rochas metaultramáficas de São José da Safira. **Geonomos**, Belo Horizonte, v.8, n.1, p. 55-61, 2000.
- ALKMIM, Fernando Flecha et al. Tectônica Quebradozes e a Gênese do Orógeno Araçuaí-Congo Ocidental. In: SIMPÓSIO NACIONAL DE ESTUDOS TECTÔNICOS, 9., **Resumos expandidos**. Búzios: SBG-RJ, 2003. p. 40-43.
- _____ et al. Kinematic evolution of the Araçuaí–West Congo orogen in Brazil and Africa: Nutcracker tectonics during the Neoproterozoic assembly of Gondwana. **Precambrian Research**, Amsterdam, v.149, p. 43-63, 2006.
- _____ et al. Sobre a Evolução Tectônica do Orógeno Araçuaí-Congo Ocidental. **Geonomos**, v.15, p. 25-43, 2007.
- ALMEIDA, Fernando Flávio Marques de; BRITO-NEVES, Benjamim Bley de; CARNEIRO, Celso Dal Ré. The origin and evolution of the South American platform. **Earth Science Reviews**, Amsterdam, v.50, p. 77-111, 2000.
- BABINSKI, Marly, Gradim et al. Geocronologia U–Pb (SHRIMP) e Sm–Nd de xistos verdes basálticos do Orógeno Araçuaí: Implicações para a idade do Grupo Macaúbas. **Revista Brasileira de Geociências**, São Paulo, v.35, n.4 (suplemento), p. 77-81, 2005.
- BHERING, Apolo Pedrosa et al. Geologia da conexão Araçuaí-Ribeira na região de Carangola, MG. 2006. 1 CD-ROM.
- BOYNTON, William.V. Cosmochemistry of the rare earth elements: meteorite studies. In: HENDERSON, P. (Ed.). **Rare Earth Element Geochemistry**. Amsterdam: Elsevier, 1984. p. 63-114 (Developments in Geochemistry).
- BREY, Gerhard P.; KÖHLER T. Geothermobarometry in four-phase lherzolites: II. New thermobarometers and practical assessment of existing thermobarometry. **Journal of Petrology**, Oxford: Oxford University Press, v.31, p. 1352–1378, 1990.
- BRITO-NEVES, Benjamim Bley; CAMPOS-NETO, Mário da Costa; FUCK, Reinhardt Adolfo. From Rodinia to Western Gondwana: An approach to the Brasiliano–Pan African cycle and orogenic collage. **Episodes**, v.22, p. 155-199, 1999.
- FUNDAÇÃO CENTRO TECNOLÓGICO DE MINAS GERAIS. Diagnóstico ambiental do estado de Minas Gerais. Belo Horizonte: CETEC, 1983.
- CHAPPELL, Bruce W.; WHITE, A. J. R. Two contrasting granite types: 25 years later. **Australian Journal of Earth Sciences**, v.48, p. 489-499, 2001.
- DEER, William A.; HOWRE, Roberto A; ZUSSMAN, Jack. An introduction to the rock-forming minerals. 2. ed. London: Longman, 1989. 696 p.
- LA ROCHE, Hubert de et al. Classification of volcanic and plutonic using R1-R2 diagram and major element analysis: Its relationships with current nomenclature. **Chemical Geology**, Amsterdam, v.29, p. 183–210, 1980.
- DINIZ, Daniel Galuppo et al. Geologia da região de Pedra Bonita, MG. Belo Horizonte: UFMG, 2008. 1 CD-ROM.
- DUARTE, Beatriz Paschoal et al. Geochemistry of granulite facies orthogneisses of the Juiz de Fora Complex, central segment of the Ribeira Belt, Southeastern Brazil. **Revista Brasileira de Geociências**, São Paulo, v.27, n.1, p. 67-82, 1997.
- DUARTE, Beatriz Paschoal et al. The Garnet Charnockite Plutonic Body of the Juiz de Fora Region, Central Segment of the Pan-African-Brasiliano Ribeira Belt, Southeastern Brazil. In: SIMPÓSIO NACIONAL DE ESTUDOS TECTONICOS, 7., 1999, Salvador. **Boletim de Resumos Expandidos**. Salvador: SBG. Núcleo Nordeste, 1999. v.2, p. 56-57
- _____; HEILBRON, Mônica; CAMPOS-NETO, Mário da Costa. Granulite/Charnockite From the Juiz de Fora Domain, Central Segment of the Brasiliano Ribeira Belt. **Revista Brasileira de Geociências**, São Paulo, v.30, n.3, p. 358-362, 2000.
- _____ et al. Geologia das Folhas Juiz de Fora e Chiador. In: PEDROSA-SOARES, Antônio Carlos et al. **Projeto Sul de Minas**. Belo Horizonte: COMIG; SEME, 2003. v.1, cap. 6, p. 153-258.
- FIGUEIREDO, Célia Martins. O Arco Magmático Brasiliano na conexão entre os orógenos Araçuaí e Ribeira. Belo Horizonte, MG, 2009. Dissertação (Mestrado)-UFMG, Belo Horizonte, 2009.

- FROST, B. Ronald; FROST, Carol D. On Charnockites. **Gondwana Research**, Amsterdam, v.12, p. 30-44, 2008.
- GRADIM, Rafael J. et al. Xistos Verdes do Alto Araçuaí, Minas Gerais: Vulcanismo Básico do Rifte Neoproterozóico Macaúbas. **Revista Brasileira de Geociências**, São Paulo, v.35, n.4 (suplemento), p. 59-69, 2005.
- GROSSI-SAD, João Henrique et al (Ed.). Projeto Espinhaço. Belo Horizonte: CODEMIG, 1997. 2693 p. 1 CD-ROM.
- HARALAY, Nicolau Ladislau .; HASUI, Yociteru. The Gravimetric Information and the Archean-Proterozoic Structural Framework. **Revista Brasileira de Geociências**, São Paulo, v.12, p. 160-166. 1982.
- HARRISON, T. Mark. The Zedong Window: A record of superposed Tertiary convergence in southeastern Tibet. **Journal of Geophysics Research**, v.105, n.8, p. 211–219, 2000.
- HEILBRON, Mônica et al. Compartimentação tectônica e evolução geológica do segmento central da Faixa Ribeira, ao sul do Cráton do São Francisco. In: SIMPÓSIO SOBRE CRÁTON SÃO FRANCISCO, 2., Salvador, **Anais...** Salvador: SBG. Núcleo Nordeste, 1993. p. 263-265.
- _____ al. A orogênese Brasileira no segmento central da Faixa Ribeira, Brasil. **Revista Brasileira de Geociências**, São Paulo, v.25, p. 245-266, 1995.
- _____; DUARTE, Beatriz Paschoal; NOGUEIRA, José Renato. The Juiz de Fora complex of the Central Ribeira belt, SE Brazil: a segment of Palaeoproterozoic granulitic crust thrust during the Pan-African Orogen. **Gondwana Research**, Amsterdam, v.1, p. 373-382, 1998.
- _____ et al. Síntese Geológica do Bloco Oriental (Zona da Mata). In: PEDROSA-SOARES, Antônio Carlos (Coord.) et al. **Projeto Sul de Minas**. Belo Horizonte, 2003. v.1, cap. 2, p. 8-50.
- HEILBRON, Mônica; MACHADO, Nuno. Timing of terrane accretion in the Neoproterozoic-Eopaleozoic Ribeira orogen (SE Brazil). **Precambrian Research**, Amsterdam, v.125, p. 87-112, 2003.
- _____ et al. Província Mantiqueira. In: MANTESSO-NETO, Virgilio et al (Org.). **Geologia do Continente Sul-Americano**. São Paulo: Editora Beca, 2004. p. 203-234.
- _____ et al. Província Mantiqueira. In: MANTESSO-NETO, Virgilio et al (Org.). **Geologia do Continente Sul-Americano**. São Paulo: Beca, 2004. cap. 13, p. 203-234.
- HOBBS, Bruce E.; MEANS, Winthrop D; WILLIAMS, Paul F. **An outline of structural geology**. New York: John Wiley & Sons, 1976. 570 p.
- JENSEN, L. S. **A new cation plot for classifying sbalkalic volcanic rocks**. Ontário: Div. Mines. Misc, 1976. p. 66.
- JORDT-EVANGELISTA, Hanna. Minerais Petrográficos de Rochas Ígneas e Metamórficas. Ouro Preto: UFOP, 1988. 125 p.
- LE MAITRE, R. W. **A classification of igneous rocks and glossary of terms**. Oxford: Blackwell Scientific/IUGS, 1989. 139 p.
- MARSHAK, Stephan et al. Extensional collapse in the Neoproterozoic Araçuaí orogen, eastern Brazil: A setting for reactivation of asymmetric crenulation cleavage. **Journal Structural Geology**, [s.l.], v.28, p. 129-147, 2006.
- MARTIN, Herve et al. Crustal evolution in the early Archaean of South America: example of the Sete Voltas Massif, Bahia State Brazil. **Precambrian Research**, Amsterdam, v.82, p. 35–62, 1997.
- MARTINS, Veridiana Teixeira de Souza. **Geologia Isotópica do Plutonismo Neoproterozóico da Faixa Araçuaí, região nordeste de Minas Gerais**. São Paulo, SP, 2000. 187 f. Dissertação (Mestrado em Geociência)-Instituto de Geociências, USP, São Paulo, 2000.
- MARTINS, Maximiliano de Souza. **Geologia dos diamantes e carbonados aluvionares da bacia do Rio Macaúbas, MG**. Belo Horizonte, MG, 2006. Tese (Doutorado em Ciências Naturais)-Instituto de Geociências, UFMG, Belo Horizonte, 2006.
- MAURICE, Charles et al. Evidence for a widespread mafic cover sequence and its implications for continental growth in the Northeastern Superior Province. **Precambrian Research**, Amsterdam, v.168, p. 45-65, 2008.
- NALINI JÚNIOR, Hermínio Arias. **Caractérisation des suites magmatiques néoprotérozoïques de la région de Conselheiro Pena et Galiléia (Minas Gerais, Brésil): étude géochimique et structurale des suites Galiléia et Urucum et leur relation avec les pegmatites à éléments rares associées**. 1997. Thèse (Doctorat)-École des Mines de Saint-Étienne et École des Mines de Paris, Paris, 1997.
- NALINI JÚNIOR, Hermínio Arias et al. Geochronologie U-Pb et géochimie isotopique Sr-Nd des granitoides neoproterozoïques des suites Galiléia et Urucum, vallée du Rio Doce, Sud-Est du Brésil. **Comptes Rendus Academie Science**, Paris, v.331, p. 459-466, 2000.

NOCE, Carlos Maurício et al. Geologia das Folhas Ubá e Muriaé. In: PEDROSA-SOARES, Antônio Carlos (Coord.) et al. Projeto Sul de Minas – Etapa. In: **Geologia e Recursos Minerais do Sudeste Mineiro**. Belo Horizonte: COMIG; UFMG; UFRJ; UERJ, 2003. cap. 12, p. 623-659.

_____. et al. **Folha Manhuaçu, escala 1:100.000 SF-23-X-B-III**: relatório final. Belo Horizonte: CPRM; UFMG, 2006. 1 CD-ROM. (Programa Geologia do Brasil).

_____. et al. O Embasamento Arqueano e Paleoproterozóico do Orógeno Araçuai. **Geonomos**, Belo Horizonte, v.15, n.1, p. 17-23, 2007.

NOVO, Tiago Amâncio et al. Rochas charnoenderbíticas da região de Carangola: Implicações para a conexão Araçuai-Ribeira. In: SIMPÓSIO DE GEOLOGIA DO SUDESTE, 10., 2007, Diamantina, MG. **Resumos...** Diamantina, MG: SBG, 2007.

_____. **Significado Geotectônico das Rochas Charnockíticas da região de Carangola**: Implicações para a Conexão Araçuai-Ribeira. Belo Horizonte, MG, 2009. 87 f. Dissertação (Mestrado Geologia)-Instituto de Geociências, UFMG, Belo Horizonte, 2009.

_____. et al. Toward a new tectonic model for the Late Proterozoic Araçuai (SE Brazil) - West Congolian (SW Africa) Belt. **Journal of South American Earth Sciences**, Oxford, v.6, p. 33-47, 1992.

PEDROSA-SOARES, Antônio Carlos; GROSSI-SAD, João Henrique. Geologia da Folha Minas Novas. In: GROSSI-SAD, João Henrique (Ed.) et al. **Projeto Espinhaço**. Belo Horizonte: CODEMIG, 1997. 1 CD-ROM

_____.; NOCE, Carlos Maurício. Where is the suture zone of the Neoproterozoic Araçuai-West-Congo Orogen? In: CONFERENCE ON BASEMENT TECTONICS, 14., 1998, Ouro Preto, MG. **Extended Abstracts**. Ouro Preto, MG: UFOP, 1998. p. 35-37

_____. et al. Neoproterozoic oceanic remnants in Eastern Brazil: Further evidence and refutation of an exclusively ensialic evolution for the Araçuai-West-Congo Orogen. **Geology**, Boulder, CO., v.26, p. 519-522, 1998.

_____.; CORDANI, Umberto Giuseppe; NUTMAN, Allen. **Constraining the age of Neoproterozoic glaciation in eastern Brazil**: first U-Pb (Shrimp) data of detrital zircons. **Revista Brasileira de Geociências**, São Paulo, v.30, n.1, p. 58-61, 2000.

_____.; WIEDEMANN-LEONARDOS, Cristina Maria. Evolution of the Araçuai Belt and its connection to the Ribeira Belt, Eastern Brazil. In: CORDANI, Umberto

Giuseppe (Ed.) et al. **Tectonic Evolution of South America**. São Paulo: SBG, 2000. p. 265-285.

_____. et al. The Araçuai–West Congo orogen in Brazil: An overview of a confined orogen formed during Gondwanaland assembly. **Precambrian Research**, Amsterdam, v.110, p. 307-323, 2001.

_____. et al. Orógeno Araçuai: síntese do conhecimento 30 anos após Almeida 1977. **Geonomos**, Belo Horizonte, v.15, p. 1-16, 2007.

_____. et al. Similarities and differences between the Brazilian and African counterparts of the Neoproterozoic Araçuai–West-Congo orogen. **Special Publications Geological Society of London**, v.294, p. 153-172, 2008.

PEARCE, Julian A; HARRIS, Nigel B. W; TINDLE, Andrew G. Trace element discrimination diagrams for the tectonic interpretation of granitic rocks. **Journal of Petrology**, Oxford, v.25, n.4, p. 956-983, 1984.

PONS, Maria Josefina; FRANCHINI, Marta B.; LÓPEZ ESCOBAR, Leopoldo. Los cuerpos ígneos neógenos del Cerro de Iãs Minas (35,3°s - 69,9°o), cordillera principal de los Andes, so de Mendoza: geología, petrografía y Geoquímica. **Revista Asociacion Geologica Argentina**, Buenos Aires, v.62, n.2, p. 267-282, 2007.

QUEIROGA, Gláucia Nascimento et al. A unidade metassedimentar do ofiolito de Ribeirão da Folha, Orógeno Araçuai, Minas Gerais: petrografia, geotermobarometria e calcografia. **Geonomos**, Belo Horizonte, v.14, n.1, p. 25-35, 2006.

_____. et al. Age of the Ribeirão da Folha ophiolite, Araçuai Orogen: The U-Pb Zircon (la-icpms) dating of a plagiogranite. **Geonomos**, Belo Horizonte, UFMG, v.15, p. 61-65, 2007.

RIBEIRO, Carlos Luiz et al. **Geologia da Conexão Araçuai-Ribeira na região de Tombos-MG**. Belo Horizonte: UFMG, 2007. 1 CD-ROM.

RICKWOOD, Peter C. Boundary lines within petrologic diagrams which use oxides of major and minor elements. **Lithos**, Amsterdam, v. 22, p. 247-263, 1989.

ROLLINSON, Hugn. **Using geochemical data: evaluation, preservation**. London: Longman Scientific Technical, 1993. 352 p.

RUDNICK, Roberta L.; MCLENNAN, Scott M.; TAYLOR, Stuart Ross. Large ion lithophile elements in rocks from high-pressure granulite facies terrains.

Geochemica et Cosmochimica Acta, Amsterdam, v.49, n.7, p. 1645-1655, 1985.

SHAND, Samuel James. **Eruptive rocks: their genesis, composition, classification, and their relation to ore-deposits, with a chapter on meteorites**. 3. ed. London: Thomas Murby; New York: John Wiley, 1947. 488 p.

SILVA, Luís Carlos da et al. Reavaliação da evolução geológica em terrenos pré-cambrianos brasileiros com base em novos dados U-Pb SHRIMP, parte II: Orógeno Araçuaí, Cinturão Mineiro e Cráton São Francisco Meridional. **Revista Brasileira de Geociências**, São Paulo, v.32, n.4, p. 513-528, dez. 2002.

_____ et al. The Neoproterozoic Mantiqueira Province and its African connections. **Precambrian Research**, Amsterdam, v.136, p. 203-240, 2005.

SUITA, Marcos Tadeu de Freitas et al. Complexos Ofiolíticos do Brasil e a Metalogenia Comparada das Faixas Araçuaí e Brasília. In: PEREIRA, E; CASTROVIEJO, R; ORTIZ, F. (Ed.). **Complejos ofiolíticos en Ibero-America: guías de prospección para metales preciosos**. Madrid: [s.n.], 2004. p. 101-132.

SUN, S. S. Lead isotopic study of young volcanic rocks from mid-ocean ridges, ocean islands and island arcs.

Philosophical Transaction of Royal Society, London, v.297, p. 409-445, 1980.

TAYLOR, Stuart Ross; MCLENNAN, Scott M. **The continental crust: its composition and evolution**. Oxford: BlackWell Scientific Publications, 1985. 312 p.

UHLEIN, Alexander; TROMPETTE, Roland; EGYDIO-SILVA, Marcos. Proterozoic rifting and closure, SE border of the São Francisco craton, Brazil. **Journal of South American Earth Sciences**, Oxford, v.11, p. 191-203, 1998.

VALLADARES, Claudia et al. The Tectono-Mamatic Evolution of the Occidental Terrane and the Paraíba do Sul Klippe Within the Neoproterozoic Ribeira Orogenic Belt, Southeastern Brazil. **Revista Brasileira de Geociências**, São Paulo, v.30, n.1, p. 1-6, 2000.

VIEIRA, Valter Salino. **Significado do grupo Rio Doce no contexto do Orógeno Araçuaí**. Belo Horizonte, 2007. 1 CD ROM. Tese (Doutorado em Geologia)-Instituto de Geociências, UFMG, Belo Horizonte, 2007.

WIEDEMANN-LEONARDOS, Cristina Maria. Arquitetura de plútons zonados da Faixa Araçuaí-Ribeira. **Geonomos**, Belo Horizonte, v.8, p. 25-38, 2000.

WILSON, Marjorie. **Igneous petrogenesis**. London: Unwin Hyman, 1989. 470 p.

